

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Jakub Široký

Využití georadaru v geomorfologii
Using Ground Penetrating Radar in Geomorphology

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Praha, 2011

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 22. 08. 2011

Podpis

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval školiteli RNDr. Marku Křížkovi, PhD., za vedení bakalářské práce, poskytnutí odborné literatury, podporu a další pomoc při zpracování tématu. Dále chci poděkovat doc. RNDr. Tomáši Fischerovi, PhD., z Ústavu hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze za přiblížení geofyzikálního pohledu na problematiku a také zaměstnancům firmy Geonika, s.r.o., za možnost účastnit se procesu měření s georadarem. Poděkování také patří mé rodině a přátelům za pomoc a podporu při zpracovávání bakalářské práce.

Abstrakt

Georadar (Ground Penetrating Radar) je neinvazivní geofyzikální metoda, sloužící k vykreslení podpovrchových struktur. V posledních letech expandovala do geomorfologického výzkumu jako velmi rychlá, levná a spolehlivá metoda průzkumu plošně velkých oblastí. Svými možnostmi je zvláště vhodná v sedimentárních prostředích. Bakalářská práce se zabývá představením této metody, jelikož v české geomorfologické sféře ještě není etablovaná. Práce přibližuje fyzikální podstatu metody, přístroje a jeho komponent. Rešerše odborné literatury umožnila vytvořit seznam druhů georadarových odrazů s příklady a českou terminologií, a zdokumentovat typické projevy sedimentárních (i jiných) struktur v některých geomorfologických prostředích (glaciálním, periglaciálním, fluviálním, zazemnělých jezer a svahovém). Byl vytvořen metodický postup pro úpravu a interpretaci radargramu. Následně došlo k dešifraci georadarových snímků ze třech modelových lokalit.

Klíčová slova: georadar, GPR, geomorfologie, sedimenty, geofyzikální metoda, odraz, facie, radargram, dielektrické vlastnosti, elektromagnetické záření, filtry, Jelení potok, Prudký potok, Obří hrad

Abstract

Ground Penetrating Radar (GPR) is a non-invasive geophysical research method imaging subsurface structures. It expanded widely across geomorphologic investigation during last years because of its speed, low-cost, reliable and large-scale capability. GPR is especially useful in sedimentological studies. The thesis is focused on introducing the basics about the GPR method as it is not well-known in Czech geomorphologic scene. The physical background of the device and the electromagnetic waves is given. A research articles and books recherche helped in creating of a reflection summary amended with Czech terminology and graphic examples. The typical reflection answer of sedimentological features were documented and sorted according to the glacial, periglacial, fluvial, paleolake and slope geomorphologic environments. A sequence of steps for editing and interpreting a radargram was proposed and applied on three model radargrams.

Key words: ground penetrating radar, GPR, geomorphology, sediments, geophysical method, reflection, facies, radargram, dielectric characteristics, electromagnetic waves, filters, Jelení potok brook, Prudký potok brook, Obří hrad site

Obsah

| | |
|---|----|
| 1. Úvod..... | 10 |
| 1.1. Historie a vývoj georadaru | 10 |
| 1.2. Cíle práce..... | 11 |
| 2. Fyzikální princip GPR..... | 12 |
| 2.1. Interakce EM záření na rozhraní | 15 |
| 3. Komponenty a charakteristiky georadaru | 18 |
| 3.1. Bandwidth (šířka frekvenčního pásma)..... | 18 |
| 3.2. Center frequency (hlavní frekvence)..... | 18 |
| 3.3. Dynamic range (dynamický rozsah) | 18 |
| 3.4. Unambiguous range (jednoznačný rozsah) | 18 |
| 3.5. Rozlišení | 19 |
| 3.6. Antény | 20 |
| 3.7. Limity měření | 22 |
| 3.8. System performace (výkonnost georadaru)..... | 23 |
| 3.9. Záznam dat | 23 |
| 4. Metody průzkumu v sedimentech, zpracování a interpretace radargramů..... | 25 |
| 4.1. Zhodnocení kvality radargramu | 25 |
| 4.2. Aplikace filtrů | 26 |
| 4.3. Konvertování do metrické soustavy | 26 |
| 4.4. Topografická korekce..... | 26 |
| 4.5. Obecně platná pravidla odrazu | 28 |
| 4.6. Specifika GPR v sedimentech | 29 |
| 4.7. Identifikace a vyhodnocování podpovrchových struktur sedimentů..... | 31 |
| 4.8. Shrnutí pravidel zpracování radargramu | 32 |
| 5. Využití georadaru v geomorfologii a pro určení uložení a stavby sedimentů..... | 33 |
| 5.1. Glaciální prostředí | 33 |
| 5.2. Periglaciální prostředí | 36 |
| 5.3. Fluviální prostředí | 38 |
| 5.4. Prostředí zazemnělých jezer | 40 |
| 5.5. Prostředí svahů | 42 |
| 6. Modelové lokality | 43 |
| 6.1. Lokalita Jelení potok | 43 |
| 6.2. Lokalita Prudký potok | 46 |
| 6.3. Lokalita Obří hrad | 48 |
| 7. Zpracování radargramů z modelových lokalit..... | 51 |

| | |
|---|----|
| 7.1. Lokalita Jelení potok | 51 |
| 7.2. Lokalita Prudký potok | 54 |
| 7.3. Lokalita Obří hrad | 55 |
| 8. Diskuze | 57 |
| 8.1 Diskuze využití georadaru v geomorfologii | 57 |
| 8.2 Diskuze nad radargramem z lokality Jeleního potoka..... | 60 |
| 8.3 Diskuze nad radargramem z lokality Prudkého potoka..... | 60 |
| 8.4 Diskuze nad radargramem z lokality Obří hrad | 61 |
| Závěr..... | 62 |
| Literatura | 64 |

Seznam tabulek, obrázků a grafů

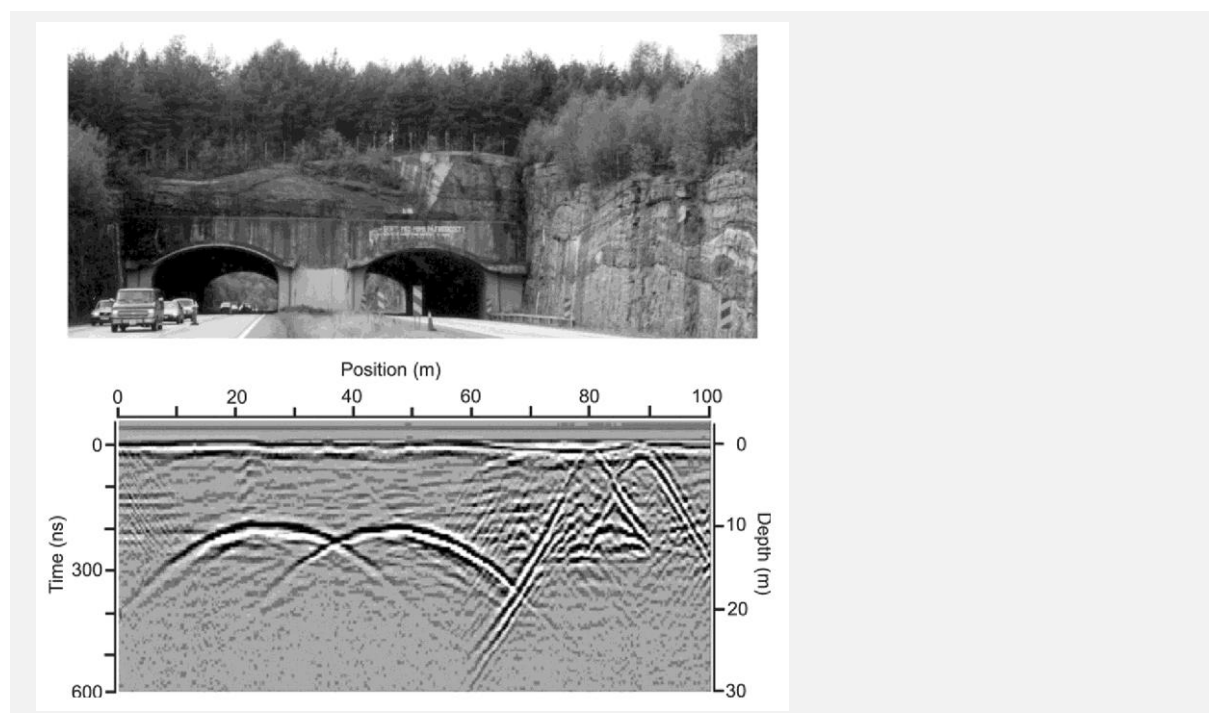
| | |
|--|----|
| Obr. 1.1: Radargram vytvořený v profilu nad dvěma silničními tunely.. | 10 |
| Obr. 2.1: Charakteristiky EM vlny..... | 12 |
| Obr. 2.2: Šíření EM vlnění ze zdroje těsně nad a pod povrchem..... | 15 |
| Obr. 2.3: Ilustrace zákona odrazu a Snellova zákonu. | 16 |
| Obr. 2.4: Geometrie šíření vln podpovrchovou vrstvou do hloubky d mezi vysílací anténou T_x a přijímací anténou R_x | 16 |
| Obr. 3.1: Rozlišení GPR. Anténa je složena z vysílací (T) a přijímací části (R). | 19 |
| Obr. 3.2: Schéma signálu vyzářeného z emitátoru (T_x), odraženého od objektu a přijatého v senzoru (R_x)..... | 20 |
| Obr. 3.3: Směrový diagram antény u povrchu. | 21 |
| Obr. 3.4: Porovnání radargramů z antén s různou hlavní frekvencí. | 23 |
| Obr. 3.5: Měření GPR v linii s pravidelnými kroky..... | 24 |
| Obr. 4.1: Vícenásobné odrazy na rozhraních těsně pod povrchem. | 28 |
| Obr. 5.1: Interpretovaný GPR snímek z glaciálního prostředí. | 34 |
| Obr. 5.2: Radargramy náporových morén. | 36 |
| Obr. 5.3: Výřez z 3D snímku ledových klínů. | 37 |
| Obr. 5.4: Georadarové profily (A) a interpretovaná schémata (B) ze zazemnělého jezera v alpském svahovém prostředí. | 41 |
| Obr. 6.1: Lokalita Jelení potok..... | 44 |
| Obr. 6.2: Lokalita Prudký potok..... | 47 |
| Obr. 6.3: Lokalita Obří hrad..... | 49 |
| Obr. 7.1: Výškový profil trasy georadarového měření (Jelení potok). | 51 |
| Obr. 7.2: Interpretovaný radargram z lokality Jeleního potoka. | 52 |
| Obr. 7.3: Interpretovaný radargram z lokality Prudkého potoka.. | 53 |
| Obr. 7.4: Interpretovaný radargram z lokality Prudkého potoka. | 53 |
| Obr. 7.5: Výškový profil trasy georadarového měření (Prudký potok). | 55 |
| Obr. 7.6: Výškový profil trasy georadarového měření (Obří hrad).. | 56 |
| Obr. 8.1: Ukázka třírozměrného georadarového profilu a hladinového řezu..... | 57 |
| Tab. 2.1: Konduktivita a relativní permitivita v nejběžnějších prostředích při frekvenci antény 100 MHz..... | 13 |
| Tab. 4.1: Metodický postup úpravy a vyhodnocování radargramů..... | 25 |
| Tab. 4.2: EM procesy v okolí antény během vyzařování pulsu. | 27 |
| Tab. 4.3: Základní procesy editace radargramu. | 27 |
| Tab. 4.4: Druhy odrazů. | 30 |
| Tab. 4.5: Postřehy a empiricky odvozená pravidla | 31 |
| Tab. 4.6: Rady pro uživatele-začátečníky. | 32 |
| Tab. 5.1: Glacigenní materiál, materiál s příměsí ledu, glaciální sedimenty na ledu a pod ledem | 33 |
| Tab. 5.2: Čelní a náporová moréna | 35 |
| Tab. 5.3: Projevy materiálů periglaciálního prostředí..... | 36 |
| Tab. 5.4: Kamenný ledovec..... | 37 |
| Tab. 5.5: Fluviální sedimenty..... | 38 |
| Tab. 5.6: Sedimenty neaktivních koryt toků | 39 |
| Tab. 5.7: Aluviální kužel..... | 39 |
| Tab. 5.8: Sedimenty zazemnělých jezer..... | 40 |
| Tab. 5.9: Svahové sedimenty | 42 |

| | |
|--|----|
| Tab. 6.1: Geomorfologické začlenění modelových lokalit. | 43 |
| Tab. 6.2: Klimatické podmínky modelových lokalit podle Quittovy klasifikace.)..... | 45 |

1. Úvod

1.1. Historie a vývoj georadaru

Ve vědecké i komerční sféře v posledních desetiletích vzrostla poptávka po nedestruktivních technologiích průzkumu podpovrchových vrstev. Významně se prosadila metoda získávání informace ze šíření elektromagnetického vlnění. Zařízení postavená na tomto principu jsou pulsní širokospektrální radary, které využívají odlišných vodivých vlastností různých materiálů k detekci struktur a hmot v mělkých hloubkách. V angličtině se pro ně vžil název ground penetrating radar (GPR) či sub-surface radar, v českém prostředí pak georadar či zemní radar. Tato metoda se neodlišuje příliš od použití radarů v dálkovém průzkumu Země či radarovém měření vzdáleností (Daniels, 2004). Anténa vysílá a přijímá elektromagnetické (EM) vlnění, jehož hodnoty se zaznamenávají do tzv. radargramu, někdy označovaného profil.



Obr. 1.1: Radargram vytvořený v profilu nad dvěma silničními tunely. Odražený signál (křivky v grafu) je vyjádřen jako funkce spotřebovaného času v nanosekundách (*Time*) na vzdálenost v metrech (*Position*). Na pravé vertikální ose je čas díky známé rychlosti šíření EM vlnění konkrétním prostředím vyjádřen už klasicky hloubkou v metrech (*Depth*).

První použití EM signálu ke zjišťování výskytu kovových objektů v půdě je datováno již do roku 1904. Na počátku 20. století se mezi jinými používal princip porovnání velikosti naměřeného signálu mezi sadami zahroubených elektrod. První práce, která použila šíření EM vln k určení struktury pohřbených objektů, pochází od německého vědce Hülsenbecka a byla zveřejněna v roce 1926 (Daniels, 2004).

Od třicátých let dvacátého století se princip radaru postupně nasazoval ve zjišťování mocnosti ledu, výskytu pitné vody, solných depozicí, písečných a skalních tvarů a dalších

úlohách. V sedmdesátých letech stoupl zájem o GPR v souvislosti s lunárními programy (Annan, 2002). V roce 1974 byla v USA založena společnost Geophysical Survey Systems, Inc., která vyráběla a prodávala komerčně dostupné GPR a později k nim dodávala software. Přístroje však byly těžké a energeticky náročné. GPR byl rovněž díky zájmu těžbařských společností používán ke studiu vlastností reliéfu na permafrostu (Annan, 2002). V první polovině osmdesátých let se objevily moderní přístroje malých rozměrů, s jednodušší obsluhou a s digitálním záznamem dat. Přístroje byly dále zdokonalovány a s rostoucí kapacitou výpočetní techniky rostla schopnost přístrojů pracovat s velkým množstvím dat a počala se pomalu prosazovat 3D vizualizace (Annan, 2002).

Dnes je GPR vhodným a používaným nástrojem pro nedestruktivní detekci podpovrchových struktur, který našel uplatnění v mnoha odvětvích. Existují i přístroje, které už primárně neprodukují "syrový" radargram, ale v kombinaci s poměrně přesnými polohovými daty zobrazují vlastnosti studovaného fenoménu v prostorových souvislostech. Výstupem takového zpracování je přehledná mapa.

GPR se pomalu šířil z amerického do evropského prostředí v průběhu druhé poloviny 20. století. Dnes je již respektovanou geofyzikální metodou. V Česku georadarový průzkum nabízí několik specializovaných subjektů. Při zjišťování škod po povodních v roce 2002 georadar sehrál nezanedbatelnou úlohu díky své schopnosti rychle odrývat stav podpovrchových struktur. Jeho přirozená výhoda v liniových profilech byla využita na poškozených silničních, pěších i železničních komunikacích (Špaček a Tesař, 2003).

1.2. Cíle práce

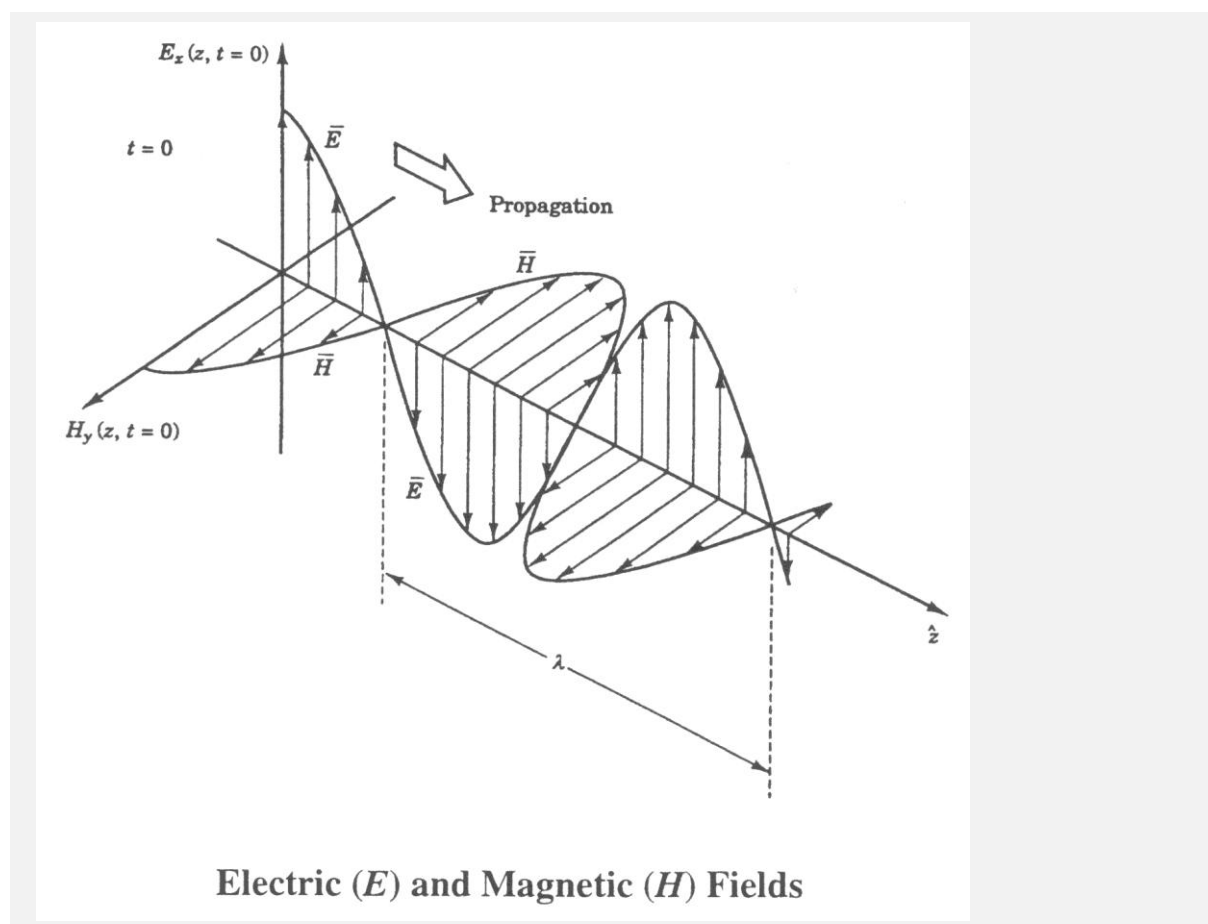
Cílem práce je z poznatků z literatury vypracovat metodický postup při zpracování a vyhodnocování radargramů a ten pak použít na cvičných datech z vybraného prostředí. Dílčími cíly jsou stanovení fyzikálních mezí využití georadaru a určení typových příkladů využití georadaru v jednotlivých geomorfologických prostředích. Práce je zaměřena na sedimentární prostředí vyskytující se běžně v českých podmínkách. Důvodem je přirozeně účinné využití GPR v odhalování struktury, které jsou pro sedimenty jedním z hlavních atributů.

Během zpracování tématu vytanul problém s chybějící českou terminologií. K vytvoření česko-anglického slovníčku jako neformálního cíle práce nakonec po delší rozvaze nedošlo, protože ustálená česká terminologie neexistuje, nebo není přesná, nebo se nepoužívá. Některé výrazy jsou proto uvedeny v anglickém jazyce, jen pro názornost byly přibližně přeloženy.

2. Fyzikální princip GPR

Síla využití EM vlnění tkví v jeho interakci s podpovrchovými hmotami. EM záření reaguje na styk s hmotami v souladu s jejími elektrickými vlastnostmi. Zjištěním těchto vlastností prostřednictvím detekce odraženého, „zreagovaného“ záření se dají určovat struktury a vlastnosti podpovrchových hmot, což je hlavní úloha GPR. Detailnějšímu popisu EM pole a elektrických vlastností hornin se věnuje geofyzika, georadar se nejvíce uplatňuje právě v této disciplíně. V geomorfologickém průzkumu sedimentárních prostředí se důraz na technické a teoretické charakteristiky tolik neklade, ale základní fyzikální pozadí a terminologii je nutné přiblížit.

GPR využívá šíření vysokofrekvenčních elektromagnetických (EM) vln (Annan in Jol, 2009). EM vlnění je záření charakterizované periodicky měnícím se elektrickým a magnetickým polem (viz Obr. 2.1), které se ve vakuu šíří rychlostí světla. Jeho typy jsou např. viditelné světlo, rentgenové záření či radiové vlny. Elektrická a magnetická složka vlnění jsou na sebe navzájem kolmé a zároveň jsou kolmé ke směru šíření vlny.



Obr. 2.1: Charakteristiky EM vlny. Složky EM záření jsou E – elektrická ve směru osy E_x a H – magnetická ve směru osy H_y . Vlna postupuje směrem podél osy z (Propagation), její vlnová délka je λ . (http://web.onetel.net.uk/~gdsexyboy/em_wave.jpg [cit. 2011-05-17])

Podpovrchové hmoty se, zjednodušené řečeno, projevují dielektrickými, tedy izolačními vlastnostmi. Znamená to, že až po vystavení působení EM pole začnou materiálem proudit nabitě částice. Dojde však k útlumu a poklesu procházejícího signálu. Většina EM záření se ale nepřemění na teplo, jak je typické u vodičů. Základními parametry podpovrchového materiálu jsou permitivita, konduktivita, rezistivita a permeabilita. Právě permitivita a rezistivita objektu, resp. jejich kontrast vůči okolí, nejvíce rozhoduje o tom, zda se konkrétní objekt projeví odrazem a bude zaznamenán anténou. Permitivita ε je měrná dielektrická vodivost prostředí, měřená v jednotce $F \cdot m^{-1}$ (farad na metr). Permitivita prostředí se vyjadřuje pomocí bezrozměrné relativní permitivity ε_r (starším výrazem dielektrická konstanta), která je poměrem skutečné permitivity materiálu ε a permitivity vakua ε_0 . Permitivita tedy označuje schopnost dielektrického materiálu zadržet a uvolnit EM energii (zesilovat nebo zeslabovat EM pole; jinými slovy reagovat na procházející EM vlnu). Konduktivita γ (měrná elektrická vodivost) je schopnost materiálu vést volný elektrický náboj v EM poli. Je definována jako převrácená hodnota rezistivity a měřená v $S \cdot m^{-1}$ (siemens na metr). Rezistivita σ je měrný odpor materiálu uvažovaný v jednotce $\Omega \cdot m$ (ohmmetr), tedy na rozdíl od fyzikální veličiny odporu je vztažený na určitou jednotku délky a obsahu průřezu materiálu. Permeabilita μ představuje magnetické vlastnosti materiálu; vyjadřuje se v $H \cdot m^{-1}$ (henry na metr). Magnetické vlastnosti podpovrchových hmot ovšem prostupující EM signál ovlivňují mnohem méně než vlastnosti elektrické a proto nejsou tak významné.

Průměrná konduktivita půdy je $5 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$, výskyt vody ji může zvýšit až o několik řádů. Průměrná relativní permitivita půdy je 16, přičemž tuto hodnotu zvyšuje nad úroveň první desítky obsah vody. Dá se předpokládat, že i v sedimentech tomu bude tak. Konkrétní hodnoty veličin σ a ε_r se nachází v Tab. 2.1. Vliv příměsi vody je v tabulce jednoduše výsledovatelný. Rozdíly v dielektrických vlastnostech materiálu kromě vody způsobuje např. změna velikosti částic, porozity či kompakce (Jol a Bristow, 2003).

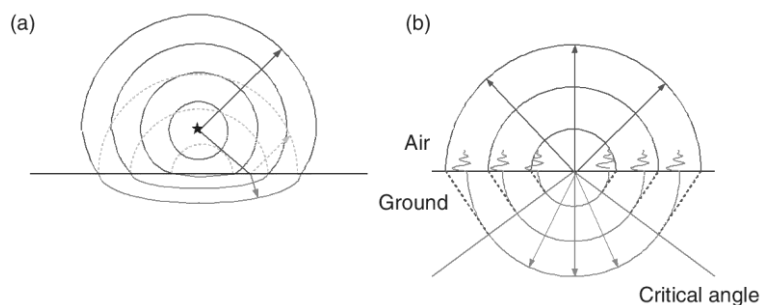
Tab. 2.1: Konduktivita a relativní permitivita v nejběžnějších prostředích při frekvenci antény 100 MHz. (Cassidy in Jol, 2009)

| materiál | konduktivita σ (mS/m) | relativní permitivita ε_r |
|-------------------------|------------------------------|---------------------------------------|
| vzduch | 0 | 1 |
| jíl suchý | 1 – 100 | 2 – 20 |
| jíl vlhký | 100 – 1000 | 15 – 40 |
| beton suchý | 1 – 10 | 4 – 10 |
| beton vlhký | 10 – 100 | 10 – 20 |
| sladká voda | 0,1 – 10 | 78 (při 25° C) – 88 |
| sladkovodní led | 1 – 0,000001 | 3 |
| mořská voda | 4000 | 81 – 88 |
| mořský led | 10 – 100 | 4 – 8 |
| permafrost | 0,1 – 10 | 2 – 8 |
| granit suchý | 0,001 – 0,00001 | 5 – 8 |
| granit porušený a vlhký | 1 – 10 | 5 – 15 |

| | | |
|-----------------------|-------------------|---------|
| vápenec suchý | 0,001 – 0,0000001 | 4 – 8 |
| vápenec vlhký | 10 – 100 | 6 – 15 |
| pískovec suchý | 0,001 – 0,0000001 | 4 – 7 |
| pískovec vlhký | 0,01 – 0,001 | 5 – 15 |
| saturovaná břidlice | 10 – 100 | 6 – 9 |
| písek suchý | 0,0001 – 1 | 3 – 6 |
| písek vlhký | 0,1 – 10 | 10 – 30 |
| písek pobřežní, suchý | 0,01 – 1 | 5 – 10 |
| půda písčité suchá | 0,1 – 100 | 4 – 6 |
| půda písčité vlhká | 10 – 100 | 15 – 30 |
| půda hlinitá suchá | 0,1 – 1 | 4 – 6 |
| půda hlinitá vlhká | 10 – 100 | 10 – 20 |
| půda jílovitá suchá | 0,1 – 100 | 4 – 6 |
| půda jílovitá vlhká | 100 – 1000 | 10 – 15 |
| půda (průměr) | 5 | 16 |

Největší možnost využití GPR skýtají energeticky málovodivé materiály, materiály s vysokým odporem. V ledu a sněhu signál běžně proniká i do hloubek prvních kilometrů (Arcone in Jol, 2009). Avšak v materiálu obsahujícím mnoho nabitých částic, které dobře vedou proud, dojde ke ztrátě EM signálu přeměnou na teplo (Cassidy in Jol, 2009). Dielektrický charakter půdy by tedy teoreticky měl být ideální. Většina podzemních hmot ovšem není absolutním dielektrickým prostředím a pronikání signálu do velkých hloubek zamezuje přítomnost např. jílu či vodních roztoků (Annan in Jol, 2009). V praxi jsou sedimenty vždy směs materiálů s různými fyzikálními vlastnostmi. Radargram pak odráží vlastnosti všech složek substrátu. Největší roli má ale vždy přítomnost či absence slané nebo jinak „znečištěné“ vody, resp. její množství.

Vysílač EM záření leží většinou těsně nad povrchem. Je-li přístroj umístěn ve větší vzdálenosti (viz Obr. 2.2a), je možný rychlý pohyb a snímání, podle Danielse (2004) v rychlosti kolem 40 km/h, dnes možná i více. V tomto případě je ale hloubkový dosah omezený. Je-li měřicí zařízení umístěno přímo na rozhraní vzduchu a povrchu (viz Obr. 2.2b), reliéf povrchu rychlost pohybu sice zpomaluje, ale signál se šíří do větší hloubky. V půdě se EM záření obecně šíří pomaleji, než v málo hustém vzduchu. Bláha et al. (1999) uvádí, že v běžných podmínkách se pohybuje do 10^{-8} ms^{-1} a jen zřídka dosahuje vyšších rychlostí. Bláha et al. (1999) dále šíření shrnul tak, že čím je prostředí elektricky vodivější (např. vyšším obsahem vody) a frekvence emitovaného signálu vyšší (začne hrát roli vlastnost půdy projevovat se jako nízkofrekvenční filtr), tím je tlumení v zemi intenzivnější a v důsledku toho je menší hloubkový dosah průzkumu.



Obr. 2.2: Šíření EM vlnění ze zdroje těsně nad a pod povrchem. V části (a) je vysílač i přijímač umístěn ve vzduchu v určité vzdálenosti od povrchu. Ve vzduchu se signál šíří po sférických vlnoplochách, pod povrchem dochází k deformaci kulovité trajektorie. Přerušovaná linie představuje odražený signál a jeho vlnoplochy. V části (b) je měřicí zařízení umístěno na rozhraní vzduchu (*Air*) a povrchu (*Ground*). Nad i pod povrchem se signál šíří po sférických vlnoplochách. Přerušovaná linie značí odražené paprsky při větším, než kritickém úhlu (*Critical angle*), kdy se ze sférického šíření signálu stává planární. (Annan in Jol, 2009)

Většina GPR využívá mikrovlnných (radiových) vlnových délek EM záření v řádech centimetrů a decimetrů. Nejmenší zaznamatelná velikost objektu se však nedá univerzálně určit jako konkrétní zlomek vlnové délky, protože záleží na více variabilních faktorech. Objekty s rozměrem poloviny vlnové délky užitého signálu však zpravidla zaznamenány jsou (Karous, 1989). Podrobněji se tématu rozlišení věnuje kapitola 3.1.

2.1. Interakce EM záření na rozhraní

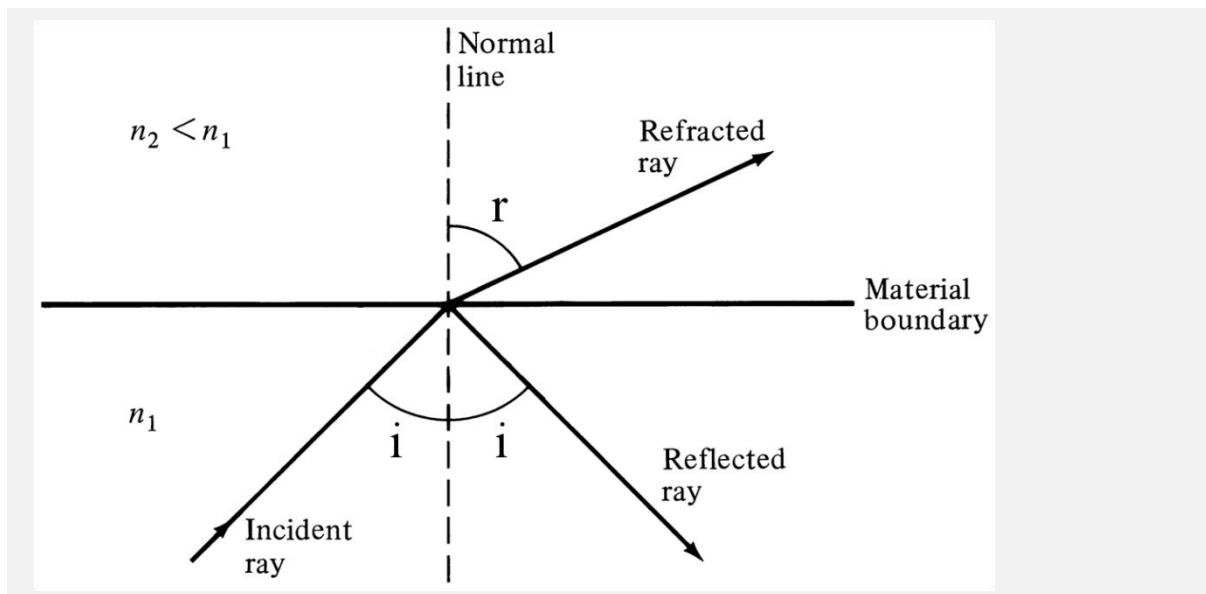
Na styku dvou odlišných prostředí dochází k interakci EM záření a vzniku sekundárního vlnění. Mají-li různá prostředí příliš podobné dielektrické vlastnosti, nedojde ke vzniku sekundárního záření, puls nezaznamená změnu materiálu, kterým se šíří, rozhraní se na radargramu neprojeví. Nejdůležitějšími procesy jsou odraz (reflexe) a lom (refrakce), protože podle jejich odlišností se dají rozlišit různé materiály. Odraz a lom se řídí specifickými fyzikálními zákony. Další jevy na rozhraní – pohlcení (absorpce) a průchod – jsou významné nepřímo.

GPR mapuje podpovrchové tvary detekováním odražených EM vln. Odraz je způsoben rozdílem v elektrických vlastnostech odrážejících objektů a okolní matrice. I velmi malé změny ve složení hmoty nebo obsahu vody mění EM odrazivost a způsobují tím odraz radarových vln. Kontaktní zóny mezi odlišnými druhy hornin, zlomové a smykové zóny či dutiny a póry jsou tedy pomocí GPR dobře detekovatelné. Mineralizované vrstvy v horninách, které fungují jako vodič, odráží dokonce veškerý dopadající signál (Annan a Davis, 1997).

Odraz záření probíhá v souladu se zákonem odrazu. Zákon odrazu říká, že úhel odrazu (θ_1) je roven úhlu dopadu (θ_1), přičemž odražené paprsky zůstávají v rovině dopadu (viz Obr. 2.3). Lom (refrakce) na rozhraní dvou prostředí o jiných elektrických vlastnostech se řídí tzv. Snellovým zákonem, který lze vyjádřit takto:

$$\frac{\sin\theta_1}{v_1} = \frac{\sin\theta_2}{v_2}$$

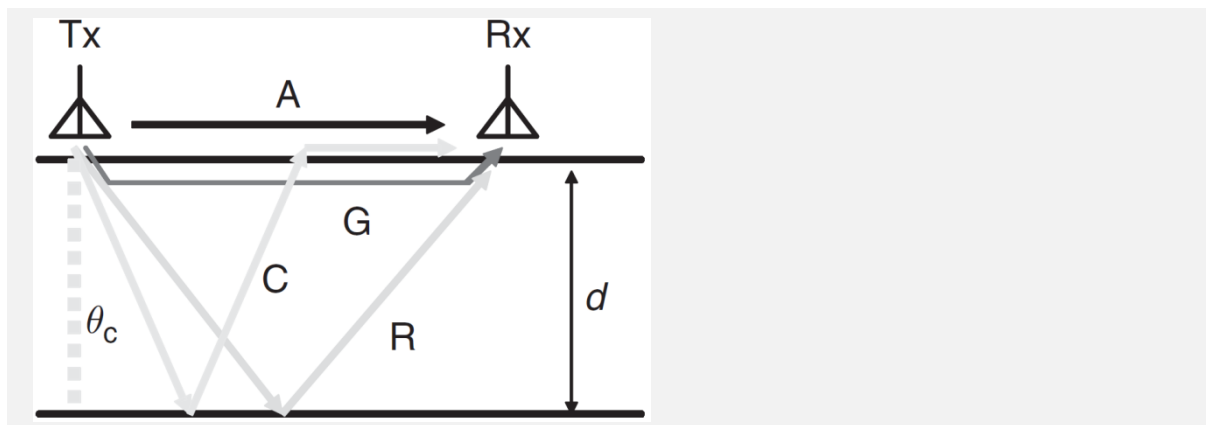
kde v_1 označuje rychlost šíření v prostředí n_1 a rychlost v_2 v prostředí n_2 . Paprsek se šíří dál v rovině dopadu, jenom s jiným úhlem odrazu (viz Obr. 2.3).



Obr. 2.3: Ilustrace zákonu odrazu a Snellova zákonu. Původní paprsek (*Incident ray*) dopadá na rozhraní (*Material boundary*) pod úhlem θ_i (i) a odráží se (*Reflected ray*) pod stejným úhlem. Část paprsku se ale láme (*Refracted ray*) pod úhlem θ_r (r). Obrázek zobrazuje stav, kdy dochází k lomu od kolmice (*Normal line*), protože prostředí n_2 je řidší než prostředí n_1 . (<http://physi.files.wordpress.com/2010/01/snells-law.png> [cit. 2011-05-17])

V případě, že vlnění přechází z prostředí hustšího do řidšího, dochází k lomu od kolmice (normály k rozhraní). S rostoucím úhlem dopadu se zvětšuje i úhel lomu a při určitém, tzv. kritickém úhlu dopadu θ_c je úhel lomu θ_2 roven pravému úhlu. Kritický úhel je největší úhel, při kterém ještě nastává lom signálu. Při větším úhlu dopadu lom světla nenastává a signál se jen odráží. Může se ale odrazit i mimo záběr aparatury, čímž dojde k „odstínění“, vytěsnění odrazu ze záznamu. Objekt, který odraz vyvolal, se pak na radargramu nezobrazí.

Kvůli těmto dvou změnám směru šíření signálu dorazí do přijímače několik vln za různé dlouhou dobu (viz Obr. 2.4).



Obr. 2.4: Geometrie šíření vln podpovrchovou vrstvou do hloubky d mezi vysílací anténou T_x a přijímací anténou R_x . Písmenem A je označena přímá nadpovrchová vlna, C představuje

lomenou vlnu kritického úhlu θ_c , G značí přímou podpovrchovou vlnu a R odraženou vlnu. (Annan in Jol, 2009)

K odrazu a lomu vlnění dochází na heterogenitách všech řádů, ovšem na rozměrově malých je projev nedetekovatelný. Takové sekundární vlnění se projevuje stejně jako rozptyl záření. Rozptyl snižuje energii procházejícího záření a započítává se mezi další ztrátové faktory.

3. Komponenty a charakteristiky georadaru

Hlavní komponenty GPR jsou anténa, digitizér, výpočetní jednotka, zobrazovací modul a elektronický aparát. Anténa opakovaně vysílá EM záření v jednotlivých pulsech a zároveň odražené záření přijímá (viz Obr. 3.3). Hodnoty zaznamenaného záření se digitalizují a odesílají do výpočetního zařízení, které je ukládá a vizualizuje (zpravidla radargramem). Základní úlohou GPR je tedy změřit délku doby, za kterou signál dorazí z vysílače do přijímače, a okamžitou hodnotu EM pole. Podle doby trvání šíření a vlastností odraženého záření se diagnostikují podložní masy, heterogenity a diskontinuity.

S komponenty georadaru souvisí několik základních charakteristik a pojmů.

3.1. Bandwidth (šířka frekvenčního pásma)

Anténa GPR nevysílá EM vlnění pouze specifické frekvence, ale určitý interval nižších a vyšších frekvencí okolo tzv. hlavní frekvence (viz kap. 3.2.). Tento interval frekvencí se nazývá *bandwidth*. Využívá se jej při rozlišování různých objektů (v úzkém frekvenčním pásmu se mohou odlišná tělesa projevit stejně) a úpravě hloubkového dosahu a rozlišení (Daniels, 2004). Nízké frekvence záření zvyšují hloubkový dosah na úkor rozlišení. Vyšší frekvence působí naopak. Většina GPR systémů má proto šířku pásma číselně zhruba stejně velkou jako hlavní frekvence, resp. interval emitovaných frekvencí dosahuje až k polovině hodnoty hlavní frekvence směrem k nižším i vyšším frekvencím.

3.2. Center frequency (hlavní frekvence)

Frekvence vyjadřuje, kolik pulsů anténa vyšle za jednotku času (sekundu). *Center frequency* je uváděná frekvence antény. Na této frekvenci je vyzářena největší část energie pulsu. Vlnová délka, která limitně určuje velikost nejmenšího detekovatelného objektu, je na frekvenci nepřímo úměrná. Hlavní frekvence tedy, zjednodušeně řečeno, prozrazuje zhruba rozlišení a přesnost měření a je proto velmi používanou charakteristikou antén.

3.3. Dynamic range (dynamický rozsah)

Anténa musí být schopná zachytit jak vysoké (od objektů těsně pod povrchem a povrchu samotného), tak nízké intenzity odraženého signálu (tělesa ve větší hloubce). Poměr mezi největším a nejmenším zaznamenaným signálem se nazývá *dynamic range* a vyjadřuje to samé, co citlivost přístroje. Odrazy pod hranicí citlivosti (šum, *Ambient noise level*) i nad hranicí (vyšší amplituda je „odseknuta“) nemůžou být zaznamenány. S růstem hodnoty tohoto ukazatele stoupá i hloubkový dosah (Koppenjan in Jol, 2009).

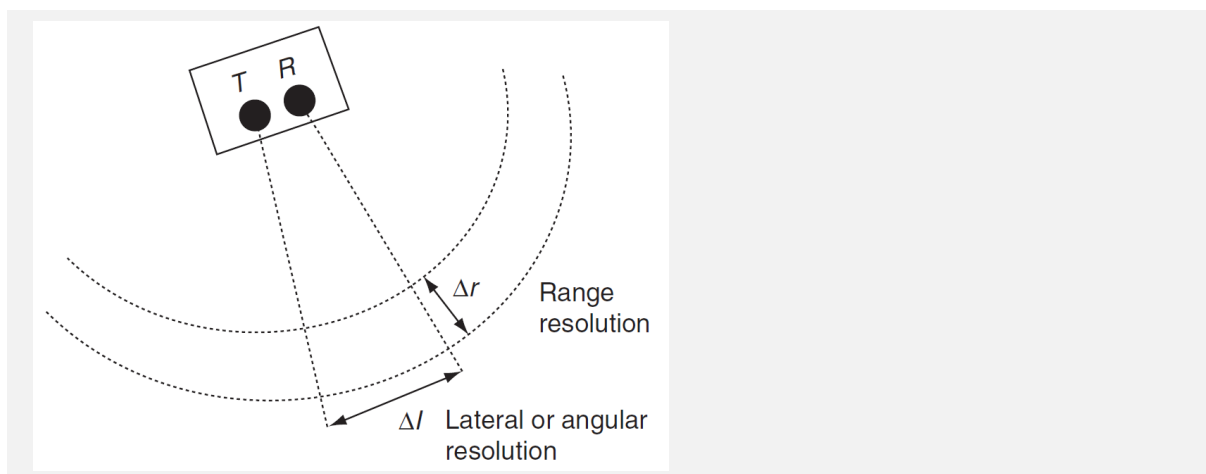
3.4. Unambiguous range (jednoznačný rozsah)

Tento ukazatel je maximální vzdálenost objektu od antény, kdy je jeho odraz zaznamenán v časovém rámci jednoho impulsu, v jednom časovém okně (Koppenjan in Jol, 2009). Je-li těleso dál, resp. hlouběji, odražená vlna může být zaznamenána až v následujícím časovém

úseku a poloha tělesa se stává nejednoznačná. Interval mezi impulsy se nazývá *pulse repetition frequency* (frekvence opakování pulsu) či *pulse repetition interval* (interval opakování pulsu).

3.5. Rozlišení

Jedním ze základních parametrů každého měření georadarem je jeho přesnost, která se vyjadřuje pomocí rozlišení. Rozlišení vyjadřuje hranici jednoznačnosti a přesnosti v určování pozice a geometrických atributů objektu: velikosti, tvaru a tloušťky (Annan in Jol, 2009). Označuje velikost nejmenšího detekovatelného tvaru. Rozlišuje se podélné (radial, longitudinal resolution, někdy range, depth) Δr a příčné (lateral, angular resolution) rozlišení Δl (viz Obr. 3.1). V obou případech jde ve skutečnosti o odlišení dvou odrazů, které do senzoru dorazí v čase buď odděleně (jednoduchá separace), nebo těsně po sobě, že se částečně překrývají (odlišení dvou objektů je možné pouze do určité míry překrytí) nebo najednou (objekty od sebe odlišit nelze). Obecně je přijímáno tvrzení, že maximální míra překrytí, kdy lze odrazy odlišit (*target separation*), resp. doba potřebná k separaci, odpovídá polovině pološířky W (Annan, 2001; Koppenjan in Jol, 2009). Pološířka W je šířkou pulsu v polovině amplitudy. Je-li časový rozdíl mezi dvěma signály menší než polovina pološířky, zaznamená se místo dvou odrazů jeden velký. Hloubka a vzdálenost mezi objekty se pak derivuje promítnutím těchto odrazů do vertikálního a horizontálního směru, do hloubkového profilu, který se vyžaduje pro jednoduchou klasifikaci. Touto derivací se rozumí převod spotřebovaného času mezi emitací paprsku a příchodem odražené vlny na svislou a vodorovnou vzdálenost podle vzorce zohledňujícího relativní permitivitu i rychlost šíření signálu v prostředí. V převodních vzorcích se ale vyskytuje tolik proměnných, že univerzální hodnota rozlišení se nedá stanovit.



Obr. 3.1: Rozlišení GPR. Anténa je složena z vysílací (T) a přijímací části (R). Podélné rozlišení (*Range resolution*) je zobrazeno jako nejkratší vzdálenost mezi dvěma oddělitelnými vlnoplochami. Příčné (*Lateral resolution*) jako nejmenší rozdíl mezi rozpoznatelnými objekty ve směru kolmém na šíření vlny. Obrázek dobře ilustruje, jak příčné rozlišení závisí na vzdálenosti od antény. (Annan in Jol, 2009)

Podélné rozlišení Δr označuje přesnost do hloubky. Vyjadřuje nejmenší vzdálenost mezi objekty v různé hloubce, které GPR rozliší jako oddělené, samostatné. Podélné rozlišení závisí na rychlosti šíření v a šířce pulsu W a dá se vyjádřit pomocí vztahu:

$$\Delta r \geq \frac{v \cdot W}{4}$$

Příčné rozlišení Δl vyjadřuje přesnost ve směru kolmém na šíření vlny. Označuje schopnost rozlišit objekty ve směru podél paprsku. Závisí na rychlosti v , vzdálenosti od aparatury d a šířce pulsu W . Definuje se na základě vztahu:

$$\Delta l = \sqrt{\frac{v \cdot d \cdot W}{2}}$$

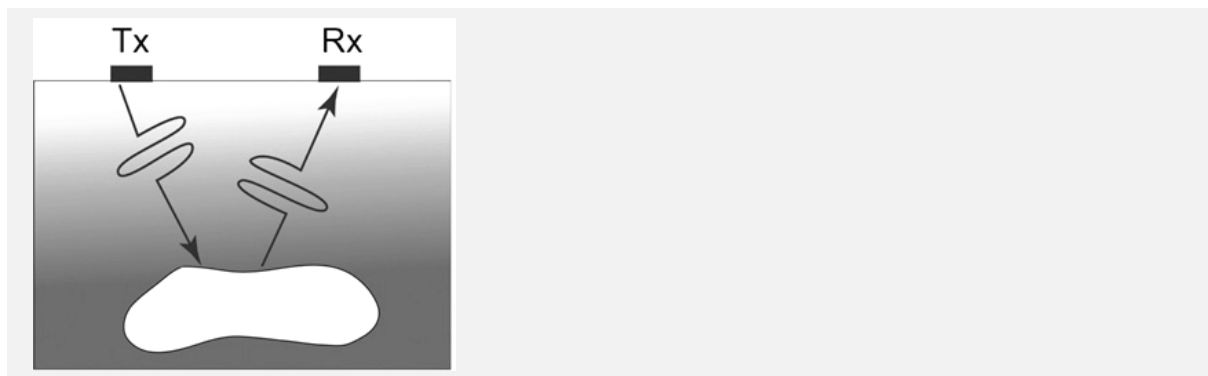
Příčné rozlišení se dá vyjádřit i v závislosti na vlnové délce střední frekvence λ_c :

$$\Delta l = \sqrt{\frac{d \cdot \lambda_c}{2}}$$

3.6. Antény

Anténa neboli dipól je koncová část vodiče, která transformuje elektrickou energii z vodiče do elektromagnetického záření šířícího se okolním prostředím. Antény představují klíčové součásti georadarů, jelikož jejich volba do značné míry ovlivňuje výsledek měření.

Většina georadarových přístrojů se skládá z vysílacího dipólu (emitátor) a přijímacího dipólu (senzor), které jsou vůči sobě v nehybné pozici (viz Obr. 3.2 a 3.5). Vysílací dipól musí přetvořit elektrické napětí z akumulátorů do EM pole. Přijímací musí detekovat změny v EM poli a transformovat je v zaznamenanatelný signál (Annan in Jol, 2009). Obě dvě součásti přístroje se souhrnně označují výrazem anténa.

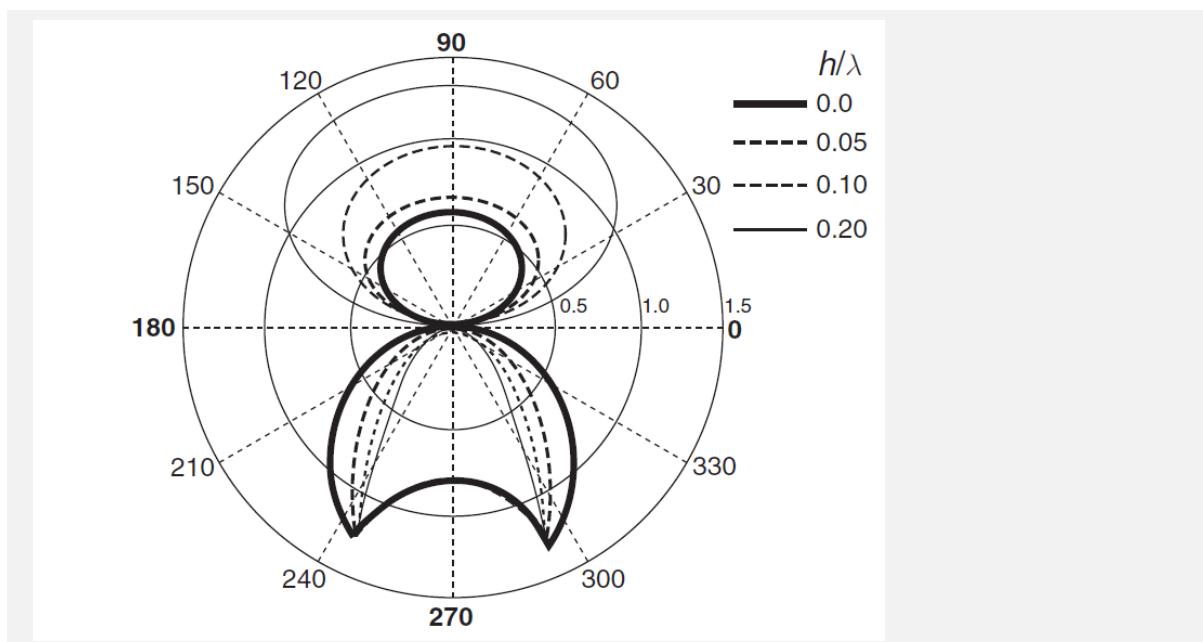


Obr. 3.2: Schéma signálu vyzářeného z emitátoru (Tx), odraženého od objektu a přijatého v senzoru (Rx). (Annan in Jol, 2009)

Snaha získat co největší rozmezí rozlišení (tedy snaha využívat široké pásmo vlnových délek) je limitována tím, že půdy se projevují jako nízkofrekvenční filtry (nepropouští vlnění o vyšších frekvencích). GPR přístroje tedy mohou operovat v rozpětí 10 MHz až 5 GHz (Daniels, 2004), avšak nejčastěji se vyskytují antény s rozsahem 25 až 1000 MHz (Bláha et

al., 1999). Každá anténa má určitou vysílací frekvenci, která ovlivňuje její výsledné rozlišení a hloubku propagace. Frekvence antény se vyjadřuje tzv. hlavní frekvencí. Volba antény závisí na prostředí, které je předmětem měření. Je nutné pamatovat, že výběr antény je vždy kompromisem mezi hloubkovým dosahem a rozlišovací schopností.

Jednou ze základních charakteristik antén je směrovost. Směrovost je schopnost antény vyzařovat a přijímat elektromagnetické vlny v určitém směru. Aktuální orientace antény je měřena, aby byl detekovaný objekt správně směrově umístěn (Annan, 2001). U dipólu umístěného těsně nad povrchem je směrovost schematicky zobrazena na Obr. 3.3. Asymetričnost směrového diagramu je způsobena interakcí vzduch–terén. S rostoucí vzdáleností antény od povrchu klesá „záběr“ v půdě a více signálu je vyzářeno nad povrch (Annan in Jol, 2009). Skutečný prostor, který jeden puls „prozkoumá“, je však ovlivněn mnoha faktory, např. absencí kriticky odražených paprsků v senzoru, a ideální stav bývá dosažen zřídka.



Obr. 3.3: Směrový diagram antény u povrchu. Linie různého typu označují poměr výšky antény nad povrchem h a vlnové délky EM záření λ a ilustrují efekt poklesu dosahu antény pod povrchem. (Annan in Jol, 2009)

U některých antén se vyskytuje i tzv. kryt antény. Jedná se o plastové poudzro malých až velkých rozměrů a jeho hlavním účelem není mechanicky chránit anténu od vnějších vlivů. Ačkoliv by tento elektromagneticky aktivní „plášť“ měl eliminovat rušivé záření, jeho vlastní vyzařování často „zatmívá“ odraz skutečných podpovrchových struktur. V mnoha případech, zvláště při práci s nízkofrekvenčními anténami, není jeho použití nutné (Annan in Jol, 2009).

V georadarové praxi se nejvíce osvědčily krátké elektrické dipóly, které představují kýženou stálost a předvídatelnost chování bez vlivu na výkonnost a zároveň malé rozměry (Annan in Jol, 2009).

3.7. Limity měření

V praxi je používání GPR ovlivněno chybami a limity měření. Ty mají různý původ. Annan (In Jol, 2009) uvádí např. problém, že kabeláž mezi anténami indukuje vlastní elektromagnetické pole, které zpomaluje vysílání z antény. Dále zmiňuje, že i přístrojové komponenty nevyhnutelně produkují mimo záměrných anténních pulsů ještě vedlejší, rušivé signály (*signal „ring-down“, transmitter blanking, ...*). Součet těchto vlnění během určité doby po impulsu zvyšuje na senzoru hladinu aktuálního měřeného EM pole, což se v radargramu projevuje coby silně odrazivé subjekty těsně pod povrchem. Kromě toho, že jsou to pouze falešné záznamy, může dojít i k tomu, že skutečné, slabší odrazy budou zamaskovány. Takovýchto nepřesností může při měření nastat mnoho, a jen některé se dají vyloučit nebo editačně eliminovat. Kapitola 4 se věnuje i tomu, jak se části z nich vyhnout.

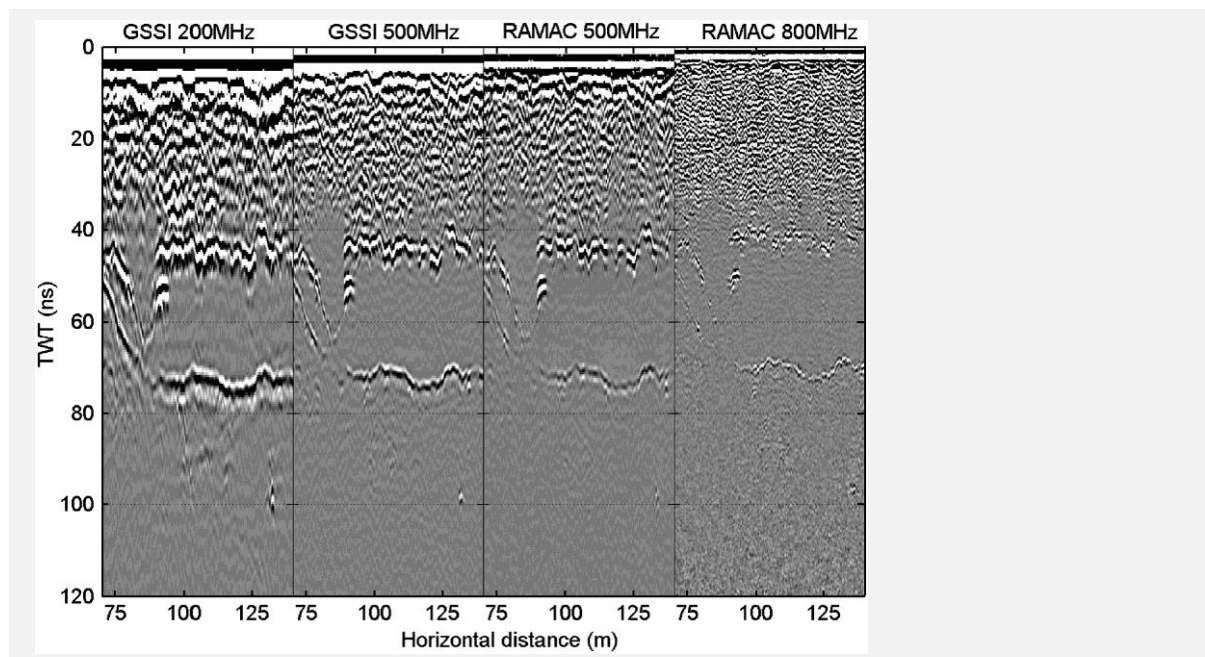
Ve větších hloubkách, tedy v delších časech odezvy, je správná diagnostika tvarů znemožněna vysokou hodnotou šumu, který je způsobený náhodnou konstelací odrazů od povrchových a velmi mělce uložených objektů, nerovností reliéfu terénu, násobnými odrazy přímé vlny mezi oběma anténami a násobnými odrazy mezi povrchem a mělkými podpovrchovými reflektory. Mezi zdroje šumu patří i vlastní elektronický šum aparatury (Bláha et al., 1999), který souvisí s citlivostí přístroje, jak je zmíněna v kapitole 3.3.

Z hlediska uživatelských chyb je nutné nepřecenit rychlost šíření georadarového signálu. Jelikož poloha podpovrchových mas se derivuje od odhadnuté hodnoty rychlosti šíření, je kvalifikovaná aproximace velmi důležitá. Existují metody, jak skutečné rychlosti určit, např. sondážním měřením metodou CMP. Podle Bláhy et al. (1999) se ověření běžně neprovádí, ale v literatuře uváděné v kapitole 5 se k němu přistupovalo poměrně často. Metoda CMP (z anglického Common MidPoint) označuje sadu měření odražených vln od stejného podpovrchového objektu na stejném místě, ovšem s měnící se vzdáleností mezi vysílačem a přijímačem. Tato obrácená úloha s pohyblivými anténami a nepohyblivým objektem měření umožňuje odhadnout rychlost šíření vln v závislosti na hloubce (Annan in Jol, 2009).

Samotnou otázkou je hloubkový dosah georadaru. Dosažené hloubky stovek metrů i neproniknutelné zavodněné vrstvy již byly zmíněny. Smith a Jol (1995) na základě experimentálních měření a porovnání s dalšími 250 lokalitami stanovili maximální hloubku pronikání v kvartérním sedimentárním prostředí na 52 až 57 metrů při použití antény o frekvenci 25 MHz. Pro 100 megahertzovou anténu dosáhli maximálně do 37 m. Jakkoli se technologickým vývojem mohla tato ideální čísla zvednout, většinou dosahovaná hloubka se pohybuje v prvních jednotkách až desítkách metrů. Nicméně, o skutečném hloubkovém dosahu GPR se vedou dlouhé spory, i u zkušeností uživatelů na českém území jsou velké rozdíly. Například v periodiku Geotechnika se v jediném ročníku nacházejí i protichůdné názory (příspěvky Bláhy et al., 1999 a Hladíka a Hrušky, 1999).

Hloubku pronikání detekovatelných EM vln určuje více činitelů. Je nutné správně vybrat měřící aparaturu podle následujících zákonitostí, které stručně formuloval např. Koppenjan

(in Jol, 2009). Snížení frekvence zmenšuje energetické ztráty během šíření materiálem a zvyšuje hloubkový dosah, ale snižuje i šířku frekvenčního pásma, na kterém přímo závisí rozlišení. Čím širší je pásmo, tím vyšší je rozlišení. Výrazné zvýšení frekvence ale snižuje nepřímo rozlišení také, protože zvyšuje šum. Na těchto závislostech je založen koncept *range–resolution trade-off* z práce Davise a Annana (1989, in Koppenjan in Jol, 2009), kdy zlepšení rozlišení pomocí zvýšení hlavní frekvence vyvažuje pokles hloubkového dosahu. Je ale potřeba brát v potaz i technický fakt, že rozměry antény se zvětšují se snižováním frekvence. Rozdíly v radargramech podle použitých frekvencí ilustruje Obr. 3.4.



Obr. 3.4: Porovnání radargramů z antén s různou hlavní frekvencí. Rozdíly kromě frekvence způsobují i odlišnosti dané výrobcem aparatury a vzorkovací parametry. (Brandt et al., 2007)

3.8. System performance (výkonnost georadaru)

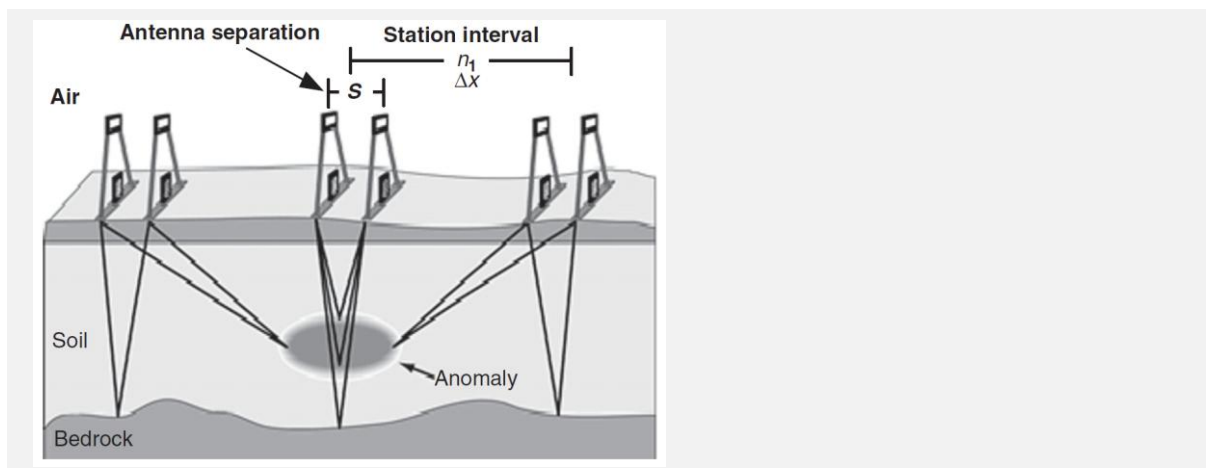
Celkový výkon GPR systému se hodnotí touto charakteristikou. *System performance* je souhrnný parametr sčítající všechny ztráty i umělá zvýšení signálu (Koppenjan in Jol, 2009).

3.9. Záznam dat

Stejně jako např. u sensorů používaných v dálkovém průzkumu Země je analogová hodnota pulsně vysílaných a odražených EM vln potřeba v čase navzorkovat a digitálně zaznamenat (Annan in Jol, 2009). Zpětný signál nese informaci o velikosti energie odražené od podložních objektů v závislosti na čase. Hloubka záběru se vypočítává podle spotřebovaného času šíření vlny. Doplňme jen, že tato doba se podle Annana (in Jol, 2009) nejčastěji pohybuje v rozmezí desítek pikosekund až desítek mikrosekund. Analogová, spojitá hodnota okamžité amplitudy se převádí v A/D převodníku na digitální, diskrétní hodnotu (tzv. vzorkování, *sampling*). Tento proces proběhne několikrát v každém odčítacím bodě

profilu a zaznamená se průměrná hodnota. Průběh základního liniového měření s pravidelnými intervaly odečtu intenzity EM záření je načrtnut na Obr. 3.5.

Počet diskrétních hodnot, kterých může analogová amplituda nabýt (a tím pádem nejmenší registrovatelnou změnu v amplitudě), určuje elektrotechnická specifikace digitizéru, jeho bitové „rozlišení“. Dosažení vyšší citlivosti, možnosti detekce menší změny amplitudy s cílem zaznamenat více podpovrchových odrazů, však brání šum a technické limity. Kvůli velmi krátkým intervalům vypouštění pulsů nemůže být totiž počet bitů, tedy kapacita převodníku, příliš vysoký.



Obr. 3.5: Měření GPR v linii s pravidelnými kroky (Station interval, Station spacing, Step size) a pevnou vzdáleností mezi emitátorem a senzorem (Antenna separation). Poloha anomálie (Anomaly) je zpřesněna zachycením odrazového projevu v několika časových oknech. Tato konfigurace georadaru je v angličtině označována termínem Common offset surface GPR. Pozn.: *Soil* značí půdu, *Bedrock* horninu skalního podkladu, *Air* vzduch. (Annan in Jol, 2009)

4. Metody průzkumu v sedimentech, zpracování a interpretace radargramů

Jak vyplývá z fyzikálních a technických parametrů georadaru, zmíněných v předchozích kapitolách, a jak dosvědčí poznámky z literatury v následující kapitole, jednoznačná interpretace radargramů není jednoduchá. Už kvůli tomu, že, jak zmínil Cassidy (in Jol, 2009), přímé výstupy z GPR měření nejsou věrné obrázky ani fotografie podpovrchových mas. Jsou to zaznamenané odpovědi, reakce podpovrchového materiálu na procházející EM záření, které jsou vztáhnuty k času místo hloubce.

Při editaci radargramu záleží na použitých nástrojích a na citu, schopnostech a zkušenostech osoby, která výsledky zpracovává. Existují však určité úpravy, ke kterým se vždy přistupuje, protože výrazně zlepší vypovídací schopnost dat.

Aby se co nejvíce eliminovala možnost nevhodné manipulace s daty, a radargramy byly zpracovány vždy podobným sledem kroků, byl vytvořen metodický postup úpravy a vyhodnocování radargramů (viz Tab. 4.1), což je jeden z cílů této práce. Při práci s GPR snímkem je zároveň potřeba mít v patnosti obecná pravidla odrazu (viz kapitola 4.5) a specifika GPR v sedimentech (viz kapitola 4.6). Shrnutí pravidel zpracování radargramu nabízí kapitola 4.8.

Tab. 4.1: Metodický postup úpravy a vyhodnocování radargramů

| | |
|----|---|
| 1. | zhodnocení kvality radargramu (kapitola 4.1) |
| 2. | aplikace filtrů (kapitola 4.2) |
| 3. | konvertování do metrické soustavy (kapitola 4.3) |
| 4. | topografická korekce (kapitola 4.4) |
| 5. | identifikace a vyhodnocování podpovrchových struktur sedimentů (kapitola 4.7) |

4.1. Zhodnocení kvality radargramu

Podle Bláhy (1999) je radargram „spojitá registrace odrazů podél profilu, které vytváří dvourozměrný obraz struktur (reflexních ploch) ve vertikálním řezu pod měřeným profilem“. Jako první krok úpravy radargramu by měla být provedena evaluace, zda konkrétní snímek při zohlednění předchozí definice reprezentativně zobrazuje cíl měření.

Během emitace pulsu je měření amplitudy odraženého signálu ovlivněno dvěma procesy, které dočasně vylučují schopnost rozeznávat příchozí signály: *transmitter blanking* a *system ring-down* (viz kap. 3.7 a Tab. 4.2). Prakticky na každém radargramu se těsně pod povrchem zobrazuje několikanásobný výrazný spojitý odraz, tvořený právě těmito dvěma procesy. Zvláště při detekci mělce uložených struktur je třeba s těmito jevy počítat.

Do zhodnocení vhodnosti radargramu patří i kritické zamyšlení, zda použitá anténa odpovídá cíli měření, jinými slovy zda se podařilo zvolit vhodný poměr rozlišení a hloubkového dosahu (*range-resolution trade-off*). Je potřeba vzít v úvahu i chyby a abnormality (přístroje, vlivy okolí), které byly během měření zjištěny.

4.2. Aplikace filtrů

Vlastní zpracování radargramu představuje úprava pomocí tzv. filtrů. Jsou to procesy úpravy dat, které snižují/zvyšují amplitudu jednotlivých odrazů na snímku s cílem zdůraznit/potlačit některé z nich (některé nejčastější jsou vysvětleny v Tab. 4.3). Většina filtrů umožňuje uživatelům definovat parametry ovlivňující výstup (např. do jaké míry mají být zesíleny projevy ve spodní části snímku). Naměřená data projdou těmito úpravami i několikrát za sebou (Annan in Jol, 2009). Některé z metod vychází přímo ze seismické praxe (viz Yilmaz, 2001), některé pro aplikování na georadarová data vyžadovaly úpravy, některé ze seismiky přijmout nelze a některé byly speciálně pro GPR vyvinuty.

4.3. Konvertování do metrické soustavy

Mimo zmíněné korekce je potřeba při interpretaci provést rozbor rychlosti a konvertovat časové údaje o šíření signálu na hloubku. Tento počítačový proces vyžaduje co nejpřesnější odhad průměrné rychlosti šíření pulsu ve zkoumaném materiálu. K jejímu stanovení se používá např. metoda CMP (viz kap. 3.7) nebo analýza rychlosti pomocí odrazové hyperboly (*hyperbolic velocity analysis*; Cassidy in Jol, 2009). Ta se provádí porovnáním ideálního tvaru hyperboly s některým, který byl na snímku zaznamenán. Dá se říci, že tato operace je zásadně důležitá pro věrohodnost výsledků GPR měření.

4.4. Topografická korekce

Až po tomto kroku je možné provést topografickou korekci – operaci, která výškově zarovná radargram na reliéf (Cassidy in Jol, 2009; viz Tab. 4.3).

Každý uživatel georadaru, který se zabývá interpretací snímků, má svůj preferovaný postup, jak data zpracovávat, algoritmus použitých filtrů a jejich pořadí, a nedá se říci, že by některý byl zcela špatný nebo naopak jediný správný (Cassidy in Jol, 2009). Úprava radargramu je právě to, proč se georadar může jevit jako neexaktní metoda s nezakotvenými, nejistými a neobjektivními výsledky. Je-li si ale uživatel vědom reálných možností a limitů, může mu GPR posloužit stejně jako každá jiná výzkumná metoda a samozřejmě může identifikovat i něco, co jiná metoda neumožní.

Tab. 4.2: EM procesy v okolí antény během vyzařování pulsu. (Podle Annan in Jol, 2009; Cassidy in Jol, 2009)

| název jevu | popis jevu | jev zasahuje | jev způsobuje | odstranění vlivu jevu |
|----------------------|--|----------------------------|---|--|
| Transmitter blanking | neschopnost senzoru zachytit odraz během emitace signálu | pouze velmi blízko anténám | silný přímý signál maskující případné odrazy od skutečných těles, někdy přesahující i citlivost přístroje | subtraction funkce (odhadnutí a odstranění nestálého projevu aparatury), těžko se odhaduje |
| Ring-down | signály emitované přístrojem po emitaci pulsu | pouze velmi blízko anténám | maskuje případné odrazy od skutečných těles | subtraction funkce (odhadnutí a odstranění nestálého projevu aparatury), těžko se odhaduje |

Tab. 4.3: Základní procesy editace radargramu. Pořadí úprav zhruba dodržuje doporučený postup. Není-li uvedeno jinak, proces je integrován až do editace výsledků po měření. Hvězdičkou označené procesy vychází metodologicky přímo ze seismiky. (Podle Annan in Jol, 2009; Cassidy in Jol, 2009; Dougherty et al., 1994; Olhoeft, 2000; Yilmaz, 2000)

| proces | popis procesu | způsob úpravy dat | projev úpravy | proces odstraňuje vliv | integrace procesu |
|--|---|---|--|--|---|
| Dewow | odstranění nízkofrekvenčních šumů aparatury a vlivu stejnosměrné složky signálu | vysokofrekvenční dočasný filtr | snižuje/zvyšuje základní hodnotu detekovaného záření, která by jinak rostla | EM vlastností antény | automaticky, real-time nebo při editaci |
| Time-zero correction | zarovnání k time-zero hladině (průměrné hloubky rozhraní vzduch-povrch) | zarovnání k signifikantní a u každého pulsu se opakující události (např. první záporná amplituda) | posunuje polohu rozhraní vzduch-povrch a určité sekce (sloupce) radargramu nahoru či dolů | teplotních změn, elektrické nestability, změny výšky sloupce vzduchu pod anténou | automaticky |
| Dekonvoluce* | zkrácení pulsu | eliminace projevů primární vlny, zachování pouze charakteristik odraženého pulsu | zvyšuje rozlišení | vlastností vlny vyzařené emitátorem | manuálně, limitované použití |
| Gain funkce | zesiluje reflexní projev objektů v hloubce | normalizování amplitud použitím časové zesilovací funkce | zvýrazňuje spodní části radargramu | tlumení radarového signálu při šíření do hloubky | |
| Migration* (migrace) | zlepšení rozlišení v sekci, získání prostorově přesnějších výstupů | rekonstrukce sekce radargramu pomocí rychlosti šíření | umísťuje odrazy od objektů na skutečná místa jejich výskytu, zvlášť důležité u ukloněných struktur | „klouzání“ odrazů objektů podél kružnice vlnoplochy | vyžaduje několik předpokladů, funkčnost je limitovaná |
| Topographic corrections (elevation static corrections) | přiřazení prostorové korelace | jednoduchou korekcí pomocí konstantních rychlostí | vytváří profil odpovídající topografii | terénních nerovností a úklonu | automaticky podle uživatelem zadané rychlosti podpovrchového šíření |

4.5. Obecně platná pravidla odrazu

Intenzivní odraz způsobují většinou jen tělesa, jejichž rozměr je větší než polovina vlnové délky EM signálu (Karous, 1989). K velmi intenzivnímu odrazu však dochází na ideálních vodičích, proto se výrazně projevují i tělesa malého průřezu, např. kovové trubky, elektrická a telekomunikační vedení atd. Nejen v těchto případech dochází ke vzniku odrazové hyperboly, která ale rozhodně neilustruje skutečný tvar tělesa. Karous (1989) její projev odůvodnil takto: „Protože odraz od bočně uložených těles je lokalizován v grafickém zobrazení pod měřený bod na vertikálu, projeví se lokální bodový vodič geometrickým místem bodů, které leží na hyperbole. Rovnice této hyperboly vyplývá z Pythagorovy věty. Skutečná hloubka a poloha vodivého objektu je určena z vrcholu hyperbolické větve ozvěn.“ Toto je vysvětlení, proč se oblouky tunelu na Obr. 1.1 projeví protínajícími se hyperbolickými křivkami, ačkoliv ve skutečnosti se samozřejmě nestýkají.

Konvexní rozhraní může dopadající signál v anténě snižovat, protože v souladu se zákonem dopadu a odrazu je více odraženého záření odvedeno mimo přijímací anténu. Naopak konkávní rozhraní vhodných rozměrů může signál zesílit.

Na nehomogenitách v mělké hloubce, kdy je signál z antény ještě poměrně málo utlumený, dochází k několikanásobným odrazům (Annan, 2001; viz Obr. 4.1). Na radargramu se zobrazí několik silně odrazivých vrstev těsně pod povrchem. Odstranění těchto falešných odrazů se provádí filtry.



Obr. 4.1: Vícenásobné odrazy na rozhraních těsně pod povrchem. Přes každé rozhraní prochází několik svazků záření v původním směru (T1 – T3) a zároveň několik odražených (R1 – R4), protože dochází k opakovanému odrazu. Za naznačené vrstvy materiálu (1 a 2) se může dosadit prasklina ve skále, tenká vrstva jílu či písku, ale i tekutý kontaminant ležící na nepropustném půdním horizontu (jeden z příkladů využití GPR v environmentálních studiích). Stejně se chová i rozhraní vzduch-povrch. (Annan, 2001)

Radargram nemusí objevit všechny objekty v podpovrchovém materiálu. Absorbuje-li těleso doražené záření zcela, nevyžáří žádné zpět a senzor žádný odraz nezaznamená (Annan, 2001). Zároveň zůstanou skryté objekty nacházející se pod tímto stínícím tělesem, protože i kdyby byly schopné záření odrazit, žádné k nim nedorazí.

Před měřením v lokalitě je vhodné zkontrolovat, zda jiné zdroje EM záření (vysílače, elektrické vedení...) neovlivňují příliš zaznamenávací aparaturu. Tyto a další praktické poznámky souhrnně uvádí Annan (2001).

Nejdůležitější pravidlo je však následující: vzhledem k silné závislosti výsledků na volbě frekvence je vždy nutné primárně zhodnotit, jakého rozlišení má měření dosáhnout, do jaké míry budou měření limitovat nežádoucí projevy (rozptyl, tlumení na částicích sedimentů) a jaký má mít měření hloubkový dosah. Podle těchto kritérií je teprve možné zvolit vhodnou anténu (zmiňovaný koncept *range-resolution trade-off*). Je samozřejmě zbytečné dosáhnout např. vysokého rozlišení, když zamýšlený cíl průzkumu bude hloubkově nedostupný.

4.6. Specifika GPR v sedimentech

Praktické rady před, při a po měření georadarem v sedimentárních prostředích jsou seříděny v příspěvku od Jola a Bristowa (2003), popř. v článku od Neala (2004).

Na základě výsledků z více než 800 lokalit na celém světě Jol a Bristow (2003) tvrdí, že nejvhodnější podmínky pro georadarovou prospekci poskytuje písek, šterk, rašelina a vápenec. Naopak, sedimentární depozice bohaté na sůl či jíl jsou typické vysokým obsahem kationtů, které způsobují svou vysokou konduktivitou ztrátu EM signálu.

Stratigrafie sedimentárních prostředí operuje s rozměry od milimetrů do desítek metrů. Jol a Bristow (2003) doporučují provádět multifrekvenční měření s více anténami, které zajistí, že struktury a tělesa všech rozměrů budou detekována.




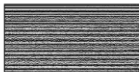
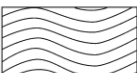


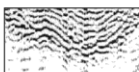

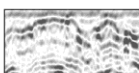

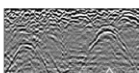
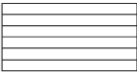
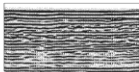
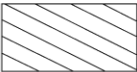
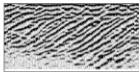
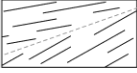
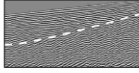



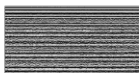

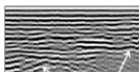

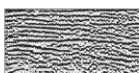
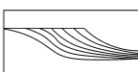
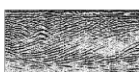





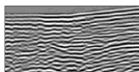

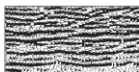


Velikost maximálního zaznamenatelného úhlu sklonu georadarem je ustanovena na 36° (Ulriksen, 1982 in Jol a Bristow, 2003). Tato podmínka je u většiny sedimentárních měření splněna.

K velikosti kroku mezi body vysílání signálu (*step size, station spacing*) doporučují Jol a Bristow (2003) hodnoty 0,1 – 0,5 m (v závislosti na frekvenci antény), časové okno (*time window*) by mělo být o tolik větší, aby signál stihl proniknout do o třetinu větší vzdálenosti, než je hloubka cíleného objektu. (Pro ilustraci těchto parametrů viz Obr. 3.5.)

Co se zpracování radargramu týče, jsou Jol a Bristow (2003) toho názoru, že většina naměřených dat vyžaduje jen minimální úpravy, aby umožnila interpretaci. Zmiňují i možnost předběžného výkladu již při měření, což je jedna z největších výhod použití GPR.

Podle Jola a Bristowa (2003) je vhodné používat nízkofrekvenční filtry, protože zdůrazní horizontální a málo ukloněné struktury a zároveň potlačí struktury s velkým vertikálním vývojem i šum. Při interpretaci sedimentárních záznamů je zvláště důležitá migrace, aby byl správně určen sklon stratigrafických jednotek. Při pohybu georadaru přes ukloněnou podpovrchovou plochu totiž dochází k projekci odrazu výš, než skutečně je (Jol a Bristow, 2003). Tento efekt se vzdáleností roste a funguje podobně jako lom světla ve vodě.

Tab. 4.4: Druhy odrazů. Pozn.: při klasifikaci odrazů z radargramu podle tabulky (např. v kapitole 5) nemusí být každý odraz zařazen k jednomu druhu odrazu z každé ze 4 skupin. Některé typy odrazů vyjadřují více charakteristik tvaru. Např. neuspořádaná struktura odrazů vylučuje planárnost a horizontálnost, paralelní odrazy implikují horizontální rozložení apod. (Podle Neal, 2004; Ékes, 2003)

| Druhy odrazů na radargramech (<i>radarstratigraphic patterns</i>) I 1: podle tvaru | | Druhy odrazů na radargramech (<i>radarstratigraphic patterns</i>) II 3: podle vztahu mezi odrazy | |
|---|---|--|---|
|  | bez odrazu (reflection free) |  | čistý led |
| | | Zdroj: Gadek a Kotyba, 2007 | |
|  | planární odrazy (planar/even) |  | roční přírůstky ledu, fluvální sedimenty |
| | | Zdroj: http://neem.dk/science_consortia/geophys_consortium/figurepage/Fig7b_AWIsnowaccumechogram.jpg/ | |
|  | zvlíněné odrazy (sinuous/wavy) |  | rašelina |
| | | Zdroj: Völkel, Leopold a Roberts, 2001 | |
|  | konkávně zakřivené odrazy (curved: concave) |  | rašelinisté vytvořené ve skalní depresi |
| | | Zdroj: Leopold a Völkel (2003) | |
|  | konvexně zakřivené odrazy (curved: convex) |  | nahromaděný materiál ledovcového výplavu z písku a štěrku |
| | | Zdroj: http://nesoil.com/gpr/eoliangpr1.jpg | |
|  | hyperbolický odraz/difrakce (hyperbola) |  | cizorodý, mnohdy bodový objekt jiných vlastností |
| | | Zdroj: http://commons.wikimedia.org/wiki/File:LINE21.jpg | |
| 2: podle sklonu | | 4: podle spojitosti (zda je konkrétní odrazová struktura kontinuální) | |
|  | horizontální (horizontal) |  | plážová terasa, led, glaciální till |
| | | Zdroj: Neal, 2004 | |
|  | ukloněné pod určitým úhlem (dipping: stated angle and direction) |  | deltové sedimenty |
| | | Zdroj: Wooldridge, 2005 | |
| 5: separační odrazy (diskontinuity) | |  | diskordance (není faktickým odrazem) (discordance) |
| | |  | odlišné úhly sklonu staršího svahového kuželu a na něm vzniklé mladší mury |
| | | Zdroj: Sass, 2007b | |
|  | souvislá diskontinuita (laterally continuos) |  | spodní hranice aktivní vrstvy permafrostu (zvýrazněno tenkou černou linií) |
| | | Zdroj: Moorman, 2003 | |
|  | paralelní (parallel) |  | roční přírůstky ledu, fluvální sedimenty |
| | | Zdroj: http://neem.dk/science_consortia/geophys_consortium/figurepage/Fig7b_AWIsnowaccumechogram.jpg/ | |
|  | subparalelní (subparallel) |  | porušení paralelnosti odrazů vlivem jiného stavebního materiálu o jiné zrnitosti |
| | | Zdroj: Sass, 2006 | |
|  | šikmo (oblique: non-parallel) |  | pobřežní výběžek |
| | | Zdroj: Neal, 2004 | |
|  | šikmo usečené (oblique: tangential) |  | laterální akrece přerušená zvýšením hladiny vody a ukládáním na dně zavodněné deprese |
| | | Zdroj: Loope, 2004 | |
|  | šikmé divergentní (oblique: divergent) |  | sekvence pobřežních dun |
| | | Zdroj: Neal, 2004 | |
|  | nepravidelné/ chaotické uspořádání (oblique: chaotic) |  | špinavý led |
| | | Zdroj: Brandt et al., 2007 | |
|  | spojité odrazy (continuous) |  | mura |
| | | Zdroj: Sass et al., 2007 | |
|  | částečně spojitě odrazy (moderately-continuous) |  | písčitoštěrkovité sedimenty pláže |
| | | Zdroj: Neal, 2004 | |
|  | nespojitě odrazy (discontinuous) |  | úlomky hornin skalního sesuvu |
| | | Zdroj: Sass et al., 2007 | |

4.7. Identifikace a vyhodnocování podpovrchových struktur sedimentů

K identifikaci a vyhodnocování podpovrchových struktur sedimentů může sloužit tabulka s vyobrazením druhů odrazů zachycených na radargramech (viz Tab. 4.4). Na základě těchto odrazů, jejich vzájemného vztahu a prostorového uspořádání se definují tzv. facie. Termín facie vychází ze seismiky (viz Mitchum et al., 1977) a vyjadřuje soubor podobných odrazů ohraničených seismickým rozhraním (Neal, 2004). V GPR literatuře došlo k posunu v definici facií a dnes je chápána jako spojitá skupina homogenních odrazů odlišujících se od jiných facií tvarem, úklonem, vzájemným vztahem nebo spojitostí. Jinými slovy to jsou charakteristické reflexní projevy, které ukazují na výskyt konkrétních (sedimentárních) tvarů. Klasifikaci facií rozpracovali Davis a Annan (1989, in Koppenjan in Jol, 2009), Beres a Haeni (1991) a Jol a Smith (1991) a prosadil se pro ni název *radar stratigraphy*.

Poznatky z Tab. 4.4 a dalších prací doplňuje Tab. 4.5.

Tab. 4.5: Postřehy a empiricky odvozená pravidla

| | |
|---|---|
| • | spojitě vyskytující se jev vyvolává menší počet odrazů |
| • | diskrétně vyskytující se jev vyvolává difrakce, formující chaotickou strukturu o. |
| • | rozhraní podloží a sedimentu se projevuje výraznou souvislou diskontinuitou |
| • | georadar dobře rozlišuje lineární od nelineárních struktur |
| • | paralelní horizontální spojitě odrazy s malou vertikální vzdáleností vznikaly nejspíše při třídění a sedimentaci ve vodním prostředí, obsahují jemné i hrubší částice |
| • | lehce zvlněné paralelní odrazy vznikaly nejspíše v glaciálním prostředí |
| • | výrazná spojitá horizontální diskontinuita je často hladina spodní vody |
| • | podezřelé silné krátké horizontální o. mohou být způsobeny vrstvičkou jílu, která mohla vzniknout přítomností vody (např. malá deprese vyplněná vodou) |
| • | chaotické odrazy indikují slabou až žádnou vnitřní stratifikaci |
| • | prachové a jílovité částice mohou pohltit tolik EM signálu, že se pod nimi GPR snímek zcela "vybělí" od odrazů (může způsobit zamaskování některých velmi výrazných změn v dielektriku) |
| • | pod místem s redukovanou pohltivostí slunečního záření se zmenšuje mocnost sloupce aktivní vrstvy permafrostu (natření asfaltu na povrchu na bílo vede ke zvýšení albeda) |
| • | nepřavidelné odrazy (časté hyperboly) pod fluvialním prostředím mohou být spíš uloženy ze skalních pohybů nebo till než podložní hornina (podloží by představovalo vrstvu s větší mocností) |
| • | některé hyperboly nejsou odrazy od skutečných geomorfologických objektů, ale pouze chyby, omyly, záznam cizích vlivů nebo malé umělé objekty |
| • | některé odrazy vznikly jen např. změnou v obsahu vlhkosti, organických látek či porozitě a nedají se interpretovat jako sedimentární rozhraní |

4.8. Shrnutí pravidel zpracování radargramu

Pravidel, rad a názorů na interpretaci georadarových snímků sedimentárního prostředí je mnoho. Cassidy (in Jol, 2009) pro uživatele-začátečníky proto doporučuje dodržovat následující základní zásady (viz Tab. 4.6):

Tab. 4.6: Rady pro uživatele-začátečníky.

| | |
|--|--|
| jednoduchost | <ul style="list-style-type: none">- 90 % naměřených dat potřebují jen základní zpracování- vyžadují-li data rozsáhlé zpracování, je potřeba si položit otázku, zda jsou vůbec použitelná- vyplatí se čas investovaný do složitých úprav? |
| reprezentativnost | <ul style="list-style-type: none">- čím více sofistikovaných metod se na data aplikuje, tím větší je pravděpodobnost vnesení nepůvodních vlivů- výstup ze zpracování nemusí „vypadat hezky“ |
| soudnost | <ul style="list-style-type: none">- uživatel si má být vždy vědom, proč používá konkrétní kroky úpravy- zpracování má interpretaci dat zlepšit, ne ji ovlivnit |
| systematičnost a konzistentnost | <ul style="list-style-type: none">- je nutné dodržovat stejný postup při zpracování (následnost jednotlivých kroků)- je vhodné používat stejné parametry nástrojů u podobných datových souborů |

Za nejdůležitější Cassidy (in Jol, 2009) považuje systematičnost při zpracování a na první pohled triviální pomůcku *jestli odraz není vidět v neupravených datech, je tam vůbec?*

5. Využití georadaru v geomorfologii a pro určení uložení a stavby sedimentů


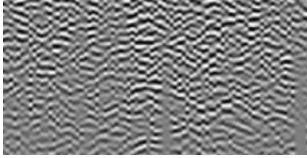
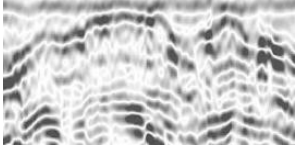
Georadar je v geomorfologii a ve studiu sedimentů rozšířeným nástrojem. GPR jednoduše a neinvazivně odhalí základní geomorfologické „projevy“ jako horninový podklad, jílovitou vrstvu či podzemní vodu. Georadar je schopný rozlišit i vizuálně nepatrné rozdíly ve struktuře podpovrchových materiálů, jsou-li doprovázeny výraznější změnou v dielektrických vlastnostech materiálu. Na druhou stranu, některé, např. rozměrově příliš malé diskontinuity nerozpozná. Přesto je GPR jednou z nejběžnějších metod při zjišťování vnitřní stavby geomorfologických tvarů v různých prostředích.


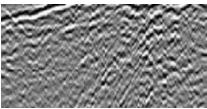
Na následujících stránkách byla pozornost věnována jen těm prostředím, se kterými se v Česku dá běžně setkat. V každé kapitole jsou v úvodu tabelárně shrnuty projevy základních sedimentárních struktur v konkrétním prostředí. Následuje příklad dalších fenoménů, tvarů a úkazů, jejichž charakteristiky se dají georadarem dobře zkoumat (opět v tabelární podobě). V posledním řádku všech tabulek jsou uvedeny odkazy na práce, ze kterých bylo při tvorbě tabulek čerpáno. K identifikaci odrazů byla použita klasifikace druhů odrazů z Tab. 4.4.

5.1. Glaciální prostředí

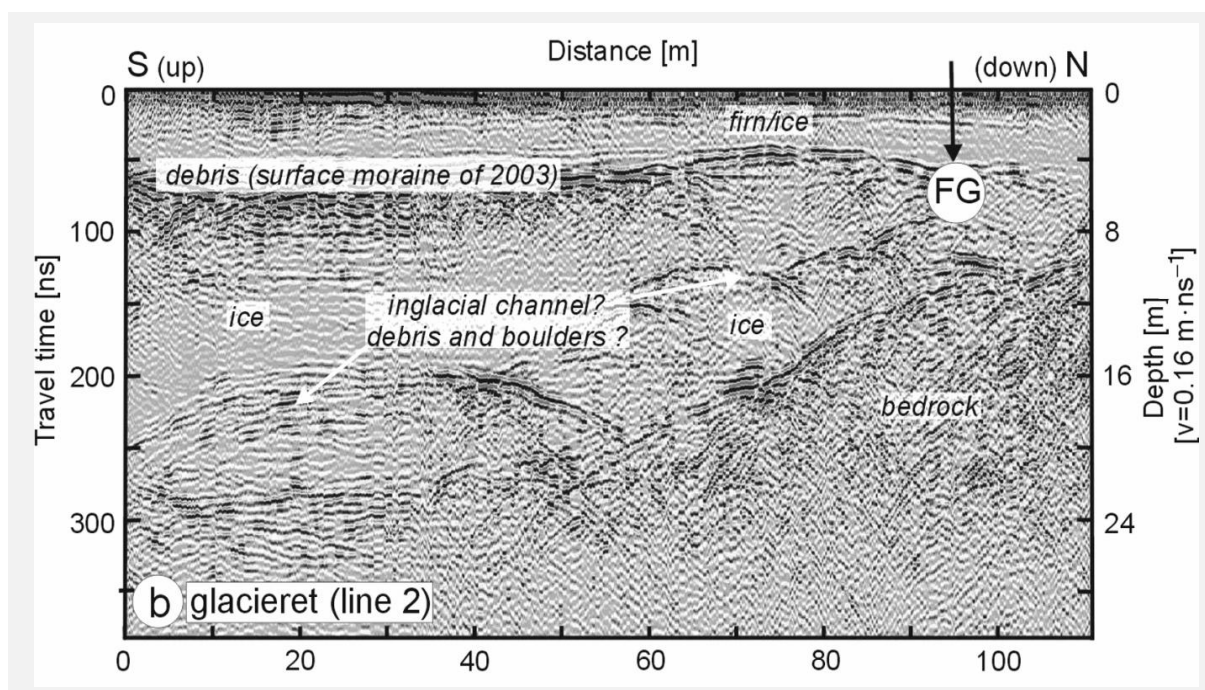
Georadarový signál dobře prostupuje led a materiál s vyšším obsahem ledu, protože vyvolává slabou dielektrickou reakci. Sedimentární tělesa, která glaciálními pochody vznikají, jsou často charakteristické nedokonalou vytříděností, kterou georadar rozpozná a zřetelně oddělí od akumulací uložených např. ve vodním prostředí. I různé formy glacigenního sedimentu a ledu se projevují odlišnými odrazy (viz Tab. 5.1).

Tab. 5.1: Glacigenní materiál, materiál s příměsí ledu, glaciální sedimenty na ledu a pod ledem

| konkrétní úkaz | projev na radargramu | popis odrazu (o.), vysvětlení, poznámka |
|--|---|--|
| blokový led v půdě (<i>ice blocks</i>) |  | <ul style="list-style-type: none"> • slabé, žádné o. • jednoduše identifikovatelný oproti silně reflexním materiálům bez obsahu ledu |
| till |  | <ul style="list-style-type: none"> • chaotické o. s množstvím difrakcí z klastů, absence lineárních o. |
| písčité a štěrkové glaciální "výplach" (<i>sandy and gravelly outwash</i>) |  | <ul style="list-style-type: none"> • výrazně zvlněné paralelní spojité o. |

| | | |
|--|---|--|
| glaciální sediment na ledu |  | <ul style="list-style-type: none"> • planární horizontální paralelní částečně spojitě o. často přerušené hyperbolickými o. úlomků • akumulace může být uložena ve zvlněném prostředí |
| glaciální sediment pod ledem |  | <ul style="list-style-type: none"> • množství nespojitých, částečně hyperbolických o. • původní horizontální stratifikace (např. uložení ve zvlněném prostředí) porušena |
| Gadek a Kotyrba (2007); Gadek a Grabiec (2008); Moorman et al. (2003); Doolittle a Butnor (in Jol, 2009); Sass et al. (2007) | | |

Snímek lokality pod vlivem působení glaciálního prostředí může vypadat např. jako na Obr. 5.1. Gadek a Kotyrba (2007) a Gadek a Grabiec (2008) pomocí georadaru určili mocnost, strukturu a vlhkost ledového pokryvu i fosilního ledu ve vrcholové partii Vysokých Tater. Výrazným horizontálním až středně ukloněným spojitým odrazem se projevilo rozhraní podloží (označeno jako *bedrock* na Obr. 5.1) a ledu (*ice*). Správným dosazením rychlosti šíření signálu ledem byla vypočítána mocnost ledové vrstvy, která se pohybovala v intervalu 8 až 20 metrů. Při zmenšení kontrastu mezi permitivitou podloží a ledu či při zvýšení sklonu byla zřetelná spojitá diskontinuita rozhraní na odrazu potlačena až zcela zahlazena. Planárními horizontálními jednotlivými odrazy se díky většímu množství kamenných úlomků zobrazil povrch ledu exponovaný v letních obdobích (*debris surface moraine of 2003*; také viz obr. v Tab. 4.4) a jiné kamenné akumulace v ledu. Hyperbolické odrazy vyvolaly nejčastěji izolované bloky hornin (*boulders*). Čistý led (*ice, firn*) se projevuje nevýraznými až žádnými odrazy a je proto vůči ostatním, reflexním materiálům jednoduše identifikovatelný.

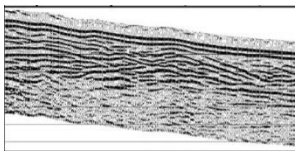
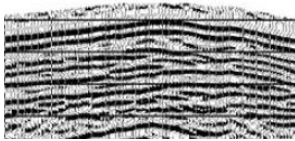
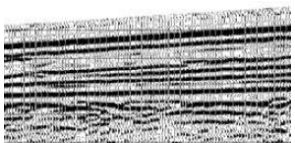
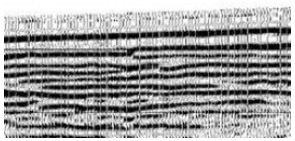


Obr. 5.1: Interpretovaný GPR snímek z glaciálního prostředí. Horizontální osa vyjadřuje vzdálenost podél trasy profilu, levá vertikální osa nativní zobrazení hloubky v časových

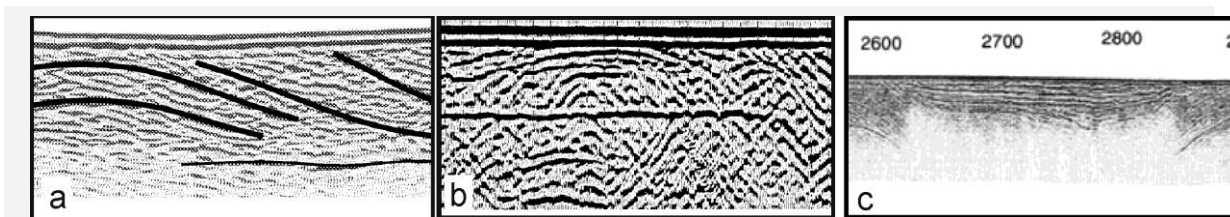
jednotkách, pravá vertikální osa již přepočítanou vzdálenost na metry. Pro popis tvarů viz text. (Gadek a Grabiec, 2008)

Dalším fenoménem, který poskytuje vhodné podmínky pro georadarovou prospekci, jsou ledovcové morény. Např. jednotlivé části čelní morény jsou díky odlišnému charakteristickému úklonu jednoduše rozlišitelné a jejich stavba zřejmá (viz Tab. 5.2).

Tab. 5.2: Čelní a náporová moréna (*end moraine, push moraine*)

| konkrétní úkaz | projev na radargramu | popis odrazu (o.), vysvětlení, poznámka |
|---|---|--|
| týl čelní morény (<i>back slope</i>) |  | <ul style="list-style-type: none"> • krátké zvlněné ukloněné subparalelní nespojité o. • till |
| hřeben čelní morény (<i>hillcrest</i>) |  | <ul style="list-style-type: none"> • delší subparalelní nespojité o., krátké ukloněné nespojité o. • přechod mezi materiálem ukládaným ledovcem a ve zvodnělém prostředí |
| přední svah (<i>frontal slope</i>) |  | <ul style="list-style-type: none"> • dlouhé planární lehce ukloněné paralelní o. • jazyky písčitošterkových sedimentů formované blokovobahenními toky |
| předpolí předního svahu (<i>proximal outwash plain</i>) |  | <ul style="list-style-type: none"> • výrazné planární až lehce konkávní paralelní lehce ukloněné o. • glaciofluviální sandr |
| Sadura et al. (2006); Bakker a van der Meer (2003); van Overmeeren (1998) | | |

Náporové morény se od čelních odlišují zdeformovaným tvarem morénové stratifikace. Náporová moréna je taková moréna, přes kterou se ledovec přeplazil. Dochází k vrásnění sedimentů, které v ideálním případě zůstává zřetelné střídáním konvexních a konkávních tvarů (viz Obr. 5.2a). Často ale dochází k destrukci stratigrafie odrážející se v chaotické stavbě hyperbolických odrazů (viz Obr. 5.2b) nebo k zaplnění synklinál jemnozrnným a hrubozrnným sedimentem uloženém ve zvodnělém prostředí. V takovém případě se výplň projevuje planárními horizontálními paralelními spojitými odrazy (viz Obr. 5.2c). Předpolí předního svahu u náporových morén se na GPR snímcích projevuje podobně, jako u morén čelních.



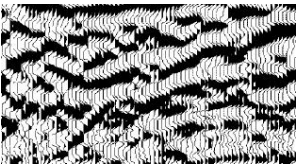
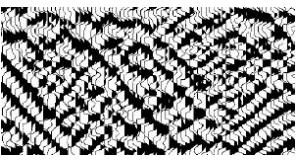
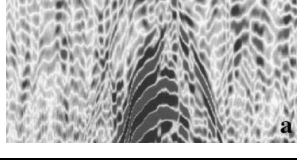
Obr. 5.2: Radargramy náporových morén. Zachované vrásové tvary (a), zdeformované vrásové tvary (b), zaplněné synklinály (c). (Bakker a van der Meer, 2003; van Overmeeren, 1998)

5.2. Periglaciální prostředí

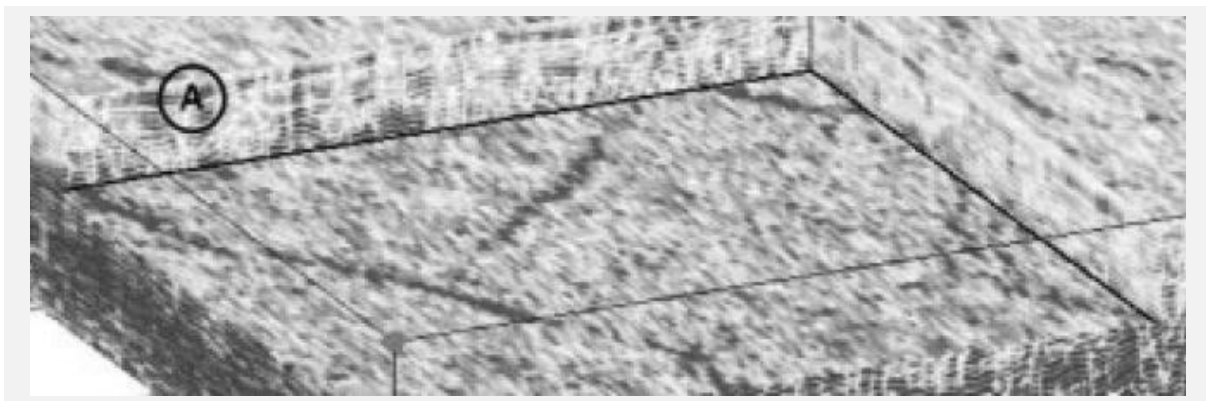
Georadar bývá zapojen při studiu půdního materiálu vyskytujícího se v periglaciálních podmínkách. Jedná se o substance s větším či menším obsahem sněhu a ledu.

Led, sníh a organické látky (vegetace) se projevují slabým odrazem. Podle toho Lamparski a Kedzia (2007) na georadarových profilech našli relativně větší útvary čočkovitého tvaru projevující se slabším odrazem než okolí, které prostorově odpovídají zónám, kde jiné metody přítomnost permafrostu také detekovali. Projevy materiálů periglaciálního prostředí jsou uvedeny v Tab. 5.3.

Tab. 5.3: Projevy materiálů periglaciálního prostředí

| konkrétní ukaz | projev na radargramu | popis odrazu (o.), vysvětlení, poznámka |
|---|---|---|
| permafrost |  | <ul style="list-style-type: none"> • planární až zvlněné ukloněné subparalelní částečně spojitě slabé o. • větší mocnost aktivní vrstvy |
| permafrost bohatý na ledové čočky |  | <ul style="list-style-type: none"> • chaotické uspořádání o. • způsobují ledové čočky • menší mocnost aktivní vrstvy |
| ledový klín |  | <ul style="list-style-type: none"> • vertikální série difrakčních o. |
| Moorman et al. (2003); Munroe et al. (2007) | | |


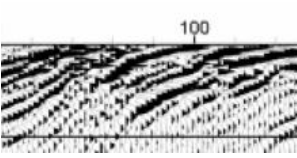
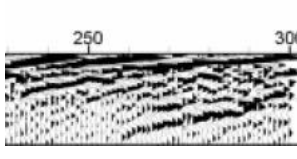
Na GPR snímcích jsou dobře identifikovatelné ledové klíny a polygony, které jsou jimi tvořeny. Klín se projevuje konkávními vícenásobnými subparalelními odrazy při povrchu (nezřetelné na výřezu v Tab. 5.3, zřetelnější na Obr. 5.3) a vertikální sérií difrakčních odrazů v hloubce (viz Tab. 5.3). Polygony mezi klíny jsou vyjádřeny konvexně zakřivenými paralelními odrazy, u středu polygonů více tlumenými. Polygonová síť klínů se v horizontálních řezech 3D snímků zobrazí pomocí výraznějších vodorovných lineárních kolmých odrazů (Obr. 5.3), ve vertikálních řezech tvoří výrazné vertikální odrazy.



Obr. 5.3: Výřez z 3D snímku ledových klínů.

Georadarové snímky vykreslují zřetelně vnitřní strukturu i dalších jevů, např. kamenných ledovců. Na radargramech jasně vystoupily 3 zóny, odlišující se polohou v těle fenoménu (viz Tab. 5.4). Stratifikace v zóně 2 se vyznačuje malým sklonem (menším než sklon povrchu), který způsobuje konvergenci vrstev k povrchu a jejich postupné obnažení (svah je protíná). Mimo to se v těle celého kamenného ledovce projevují odrazové nerovnosti mezoměřítko (hřbítka a brázdy). Silná spojitá diskontinuita v nejnižší části profilu většinou indikuje bázi prostoru, ve kterém dochází k vývoji kamenného ledovce.

Tab. 5.4: Kamenný ledovec

| konkrétní ukaz | projev na radargramu | popis odrazu (o.), vysvětlení, poznámka |
|--|---|---|
| zóna 1 |  | <ul style="list-style-type: none"> • ukloněné paralelní spojitě o. • úhel úklonu shodný s úklonem svahu |
| zóna 2 |  | <ul style="list-style-type: none"> • šikmé ukloněné až divergentní částečně spojitě o. • úhel úklonu menší než úklon svahu • (pozn.: výřez snímku není korektně topograficky upraven) |
| zóna 3 |  | <ul style="list-style-type: none"> • paralelní až subparalelní lehce ukloněné spojitě o. • úhel úklonu téměř shodný s úklonem svahu • (pozn.: výřez snímku není korektně topograficky upraven) |
| Berthling et al. (2000); Isaksen et al. (2000); Degenhardt et al. (2003) | | |

GPR byl použit např. ještě k identifikaci vrstev promrzlých půdních horizontů či zjištění mocnosti aktivní vrstvy permafrostu (Gadek a Grabiec, 2008; Doolittle a Butnor, in Jol, 2009).

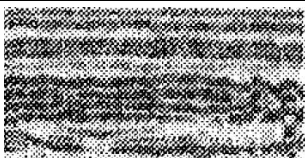
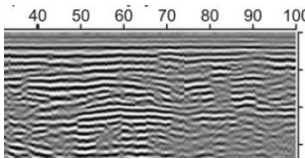
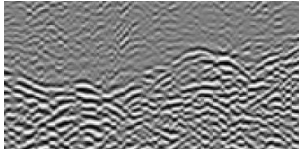
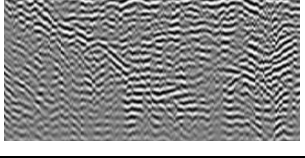
5.3. Fluviální prostředí

Vyšší obsah vody, doprovázející fluviální prostředí, může být pro georadar limitující pouze v případě, když voda obsahuje větší počet rozpuštěných částic. Sladká voda nezpůsobuje procházejícímu EM poli takové energetické ztráty, jako voda minerálně bohatá. Ovšem při nasazení vysokých frekvencí antény vodou projde velké množství záření bez odezvy a její odraz se může, typickému projevu navzdory, projevit slabě (Annan, 2001).

Podle Annana (2001) je voda příkladem látky, jejíž obsah někdy s výškou klesá pozvolna – nad hladinou spodní vody se udržuje určitá vlhkost v půdních kapilárách. Pozvolná změna vlastností materiálu způsobuje malé rozdíly v dielektrických vlastnostech půdy a zásadní přechody mezi prostředími s odlišným obsahem vody se tak nemusí na radargramu silně projevit.

Materiál ukládaný ve stojatém a pomalu se pohybujícím vodním prostředí se obecně projevuje horizontálními odrazy, příměs hrubozrnného materiálu způsobuje zvlněné až difrakční odrazy (viz Tab. č.5.5). Rychle tekoucí voda a voda v nestabilních korytech ukládá částice do vrstev sedlovitého tvaru vyvolávajících konkávní odrazy. Svahy, tvořící bariéry fluviálních procesů, a jiná nefluviální prostředí prozrazuje většinou více ukloněná stratifikace. Pomocí radargramu se proto dá jednoduše dokázat fosilní výskyt tekoucí i stojaté vody.

Tab. 5.5: Fluviální sedimenty

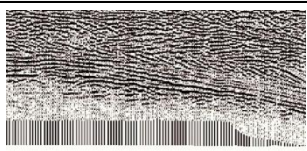
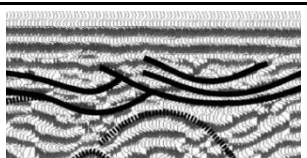
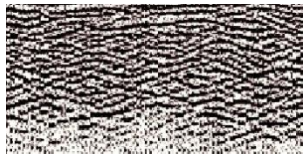
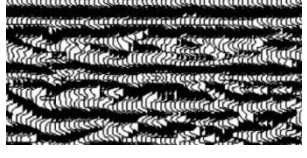
| konkrétní úkaz | projev na radargramu | popis odrazu (o.), vysvětlení, poznámka |
|---|---|---|
| jemnozrnné prachové a písčité částice |  | • planární horizontální paralelní až subparalelní spojitě o. |
| hrubozrnný písek, štěrk, podložní hornina |  | • zvlněné až difrakční nepravidelné o., diskontinuity |
| balvany, velké klasty |  | • hyperbolické o. |
| svah |  | • výrazné ukloněné odrazy • konvexní odrazy dokládají erozivní činnost • všechny předchozí úkazy vznikají v nivě a jejich uložení je horizontální, svah proto lze rozpoznat |
| Beres a Haeni (1991); Leclerc a Hickin (1997); Sass et al. (2007) | | |

Ukládané vrstvy mají často i mezi sebou odlišné dielektrické vlastnosti, proto fluviální sedimenty zpravidla vytváří vícenásobné odrazy těsně pod sebou. Slabou stratifikaci naopak

může způsobit např. vyšší obsah jílovitých částic nebo špatná vytríděnost šterkovitého materiálu.

Dále se georadar používá např. při identifikaci starých říčních koryt. Jednoduše, rychle a na velkých plochách je možné ze sedimentárních odrazů (viz Tab. 5.6) rekonstruovat překládání koryta divočí řeky či doložit již dlouho zanesené údolí fosilní říční sítě. I sedimenty podvodního deltového kužele odhalují fosilní projevy fluvialních procesů (viz Tab. 5.8).

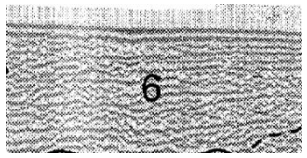
Tab. 5.6: Sedimenty neaktivních koryt toků

| konkrétní ukaz | projev na radargramu | popis odrazu (o.), vysvětlení, poznámka |
|---|---|--|
| svahy, resp. dno zazemněného údolí |  | <ul style="list-style-type: none"> výrazné planární ukloněné, resp. horizontální subparalelní spojité o. a zvlněné odrazy zpravidla jiný projev než vyplňující materiál |
| výplň opuštěného koryta |  | <ul style="list-style-type: none"> konkávní paralelní až zvlněné subparalelní o., částečně spojité až nespojité (zvýrazněno) heterogenní hrubozrnný (dno) až jemnozrnný homogenní (vrchní část) materiál |
| uloženiny vícekrát přeložené divočí řeky |  | <ul style="list-style-type: none"> konvexní a konkávní nespojité o. |
| (šterkové) lavice |  | <ul style="list-style-type: none"> kratší planární horizontální spojité diskontinuální o. silná vrstva písku, šterku vznikají vertikální akrecí |
| Vandenberghe (1999); Ékes a Hickin (2000); Loope et al. (2004); Wooldridge (2005) | | |

Radargram je schopný zobrazit i asymetrický tvar paleoúdlí: zájmové opuštěné koryto podle Loopeho et al. (2004) během své migrace konvergovalo k západnímu svahu, který byl tím pádem více podřezán a uchoval se s větším sklonem.

Ačkoliv se povrch aluviálního kuželu nemusí vizuálně příliš lišit od např. mury, na georadarovém snímku je rozdíl jasně patrný (srovnej Tab. 5.7 a 5.9)

Tab. 5.7: Aluviální kužel

| konkrétní ukaz | projev na radargramu | popis odrazu (o.), vysvětlení, poznámka |
|--|---|---|
| aluviální kužel |  | <ul style="list-style-type: none"> výrazné planární slabě ukloněné (souhlasně s povrchem) paralelní spojité o. (pozn.: výřez snímku není korektně topograficky upraven) |
| Ékes a Hickin (2001); Ékes a Friele (2003); Sass et al. (2007); Sass a Krautblatter (2007) | | |

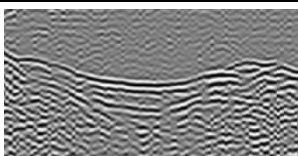
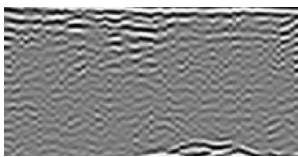

Dále se georadar běžně používá při studiu povodňových depozitů (např. Leclerc a Hickin, 1997) nebo studiu uloženin v deltách řek (např. Roberts et al., 2003).

5.4. Prostředí zazemnělých jezer

GPR se úspěšně využívá ve výzkumu sedimentů paleojezera (Smith et al., 2003) i současných jezer (Moorman a Michel, 1997). U již neexistujících jezer ale není potřeba filtrovat projevy stojaté vody a ani se nemusí čekat na zamrznutí povrchu jezera, které měření aktivních jezer výrazně zjednodušuje.

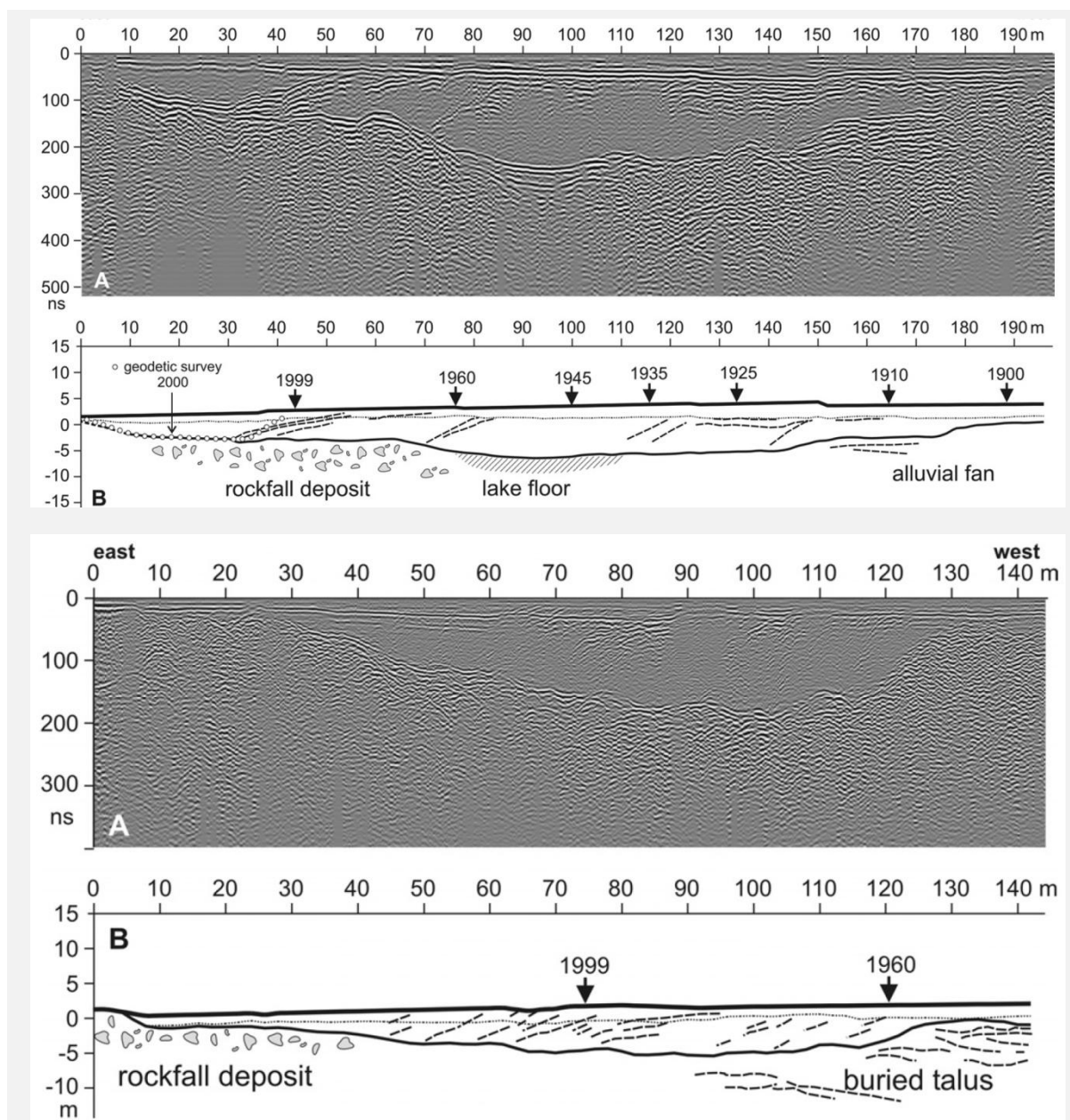
U některých zazemnělých jezer nedošlo k úplnému vyplnění sedimentem až k hladině vodní akumulace. Sass et al. (2007) zmiňuje situaci, kdy rychlé svahové pohyby způsobí zahrazení vysokohorského údolí; ve vzniklé depresi započne sedimentace. Často ale před kompletním zaplněním deprese dojde k rozerodování a protržení hráze a materiál je znovu transportován z napůl vyplněné pánve. V Tab. 5.8 jsou sedimenty zazemnělých jezer shrnuty.

Tab. 5.8: Sedimenty zazemnělých jezer

| konkrétní ukaz | projev na radargramu | popis odrazu (o.), vysvětlení, poznámka |
|--|---|---|
| dno paleojezera |  | <ul style="list-style-type: none"> výrazná konkávní spojitá diskontinuita |
| fluviální sedimenty – výplň paleojezera |  | <ul style="list-style-type: none"> bez odrazu konkávní až planární subparalelní o. |
| sedimenty podvodního deltového kužele (delta foresets) |  | <ul style="list-style-type: none"> slabé dlouhé ukloněné paralelní spojitě o. jejich vícenásobný počet je způsoben oscilující hladinou vodní nádrže |
| Sass et al. (2007) | | |

Na Obr. 5.4 jsou georadarové projevy aluviálního kuželu z Tab. 5.7, sedimentů zazemnělých jezer z Tab. 5.8 a svahové sedimenty z Tab. 5.9 zachyceny na jednom GPR snímku. Větší neuspořádané difrakční odrazy na levé straně horního radargramu jsou vyvolány balvany ze skalního řícení, které zahradilo jezero. Zvlněné nepravidelné odrazy v pravé části dolního radargramu představují suťové uloženiny – kužel – tvořené jemnozrnnějším, ale opět nestratifikovaným štěrkem. V pravé části horního radargramu zobrazují delší výrazné planární téměř horizontální paralelní spojitě o. již stratifikovaný aluviální kužel, který do hlavního údolí proniká z jednoho z vedlejších. Je tvořen písčitoštěrkovitými sedimenty. Odrazy sedimentů podvodního deltového kužele se vyskytují

vícekrát, nejpravděpodobněji reprezentují fáze nižší sedimentační aktivity, které poskytly dost času na profilaci čela deltových usazenin a uložení jemnozrnnějších částic. Shrnutím se dá říci, že snímek na Obr. 5.4 představuje horské říční údolí přehrazené hrubozrnnými úlomky hornin ze skalního řícení. V údolí v následku vzniklo několik aluviálních plošin a na nich jezera. Sass et al. (2007) kromě toho určili z georadarového průzkumu mocnost vrstev uloženin. S pomocí dalších metod vypočetli objem sedimentů, rychlost sedimentace a určili hlavní období, kdy docházelo k ukládání.



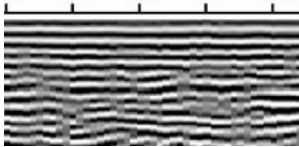
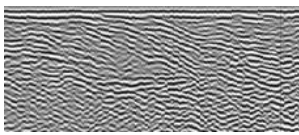
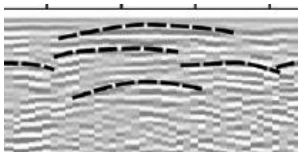
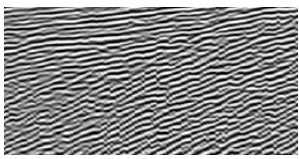
Obr. 5.4: Georadarové profily (A) a interpretovaná schémata (B) ze zazemnělého jezera v alpském svahovém prostředí. Na snímcích jsou rozlišitelné projevy balvanů ze skalního řícení (*rockfall deposit*), výrazné spojitě diskontinuity dna jezera v jedné fázi vývoje (*lake floor*), pohřbeného suťového kuželu (*buried talus*) a aluviálního kuželu (*alluvial fan*). Čárkované linie představují sedimenty podvodního deltového kužele. (Sass et al., 2007)

5.5. Prostředí svahů

Georadar se nejčastěji využívá k objasnění stavby svahových akumulací. GPR snímek svahu někdy tvoří základ doplňujícímu či navazujícímu výzkumu jinými metodami.

Netransportované svahové sutě jeví při povrchu ukloněnou paralelní stratifikaci, oproti tomu se mury, výsledky pohybů blokovobahenních proudů, projevují lalokovitými tělesy s menším úklonem (viz Tab. 5.9).

Tab. 5.9: Svahové sedimenty

| konkrétní ukaz | projev na radargramu | popis odrazu (o.), vysvětlení, poznámka |
|--|---|--|
| povrchový suťový materiál |  | <ul style="list-style-type: none"> výrazné téměř planární, s povrchem paralelní spojitě o. |
| mury (akrece vzniklé blokovobahenními proudy) |  | <ul style="list-style-type: none"> paralelní šikmo usečené nebo ukloněné částečně spojitě o., úhel úklonu menší než úklon svahu (pozn.: výřez snímku není korektně topograficky upraven) |
| mury – příčný profil |  | <ul style="list-style-type: none"> krátké konvexní nespojitě odrazy |
| diskontinuita mezi epigenetickým tvarem a svahem |  | <ul style="list-style-type: none"> nevýrazná nespojitá diskordance mezi pozvolněji a strměji ukloněnými odrazy např. mezi suťovým kuzelem a svahem |
| Sass (2006); Sass a Krautblatter (2007); Loope et al. (2004); Wooldridge a Hickin (2005) | | |

Sass a Wollny (2001) z údajů o struktuře svahové sutě určovali míru a rychlost zvětrávání. Völkel et al. (2001) z georadarového měření stanovili vztahy mezi stavebními prvky svahu.

Barnhardt a Kayen (2000) zkoumali georadarem vnitřní strukturu akumulací vzniklých sesuvy půdy po zemětřesení. Na radargramu identifikovali hrást' a graben, ale i menší nehomogenity jako třeba trhliny.

6. Modelové lokality

Na radargramech z následujících tří modelových lokalit došlo ke cvičné analýze: údolní niva Jeleního potoka, mury v údolí Prudkého potoka a kamenné moře pod hradištěm Obří hrad.

6.1. Lokalita Jelení potok

První cvičný radargram pochází z nivy Jeleního potoka těsně před ústím do řeky Opavy u obce Nové Heřminovy v okrese Bruntál (viz Obr. 6.1a).

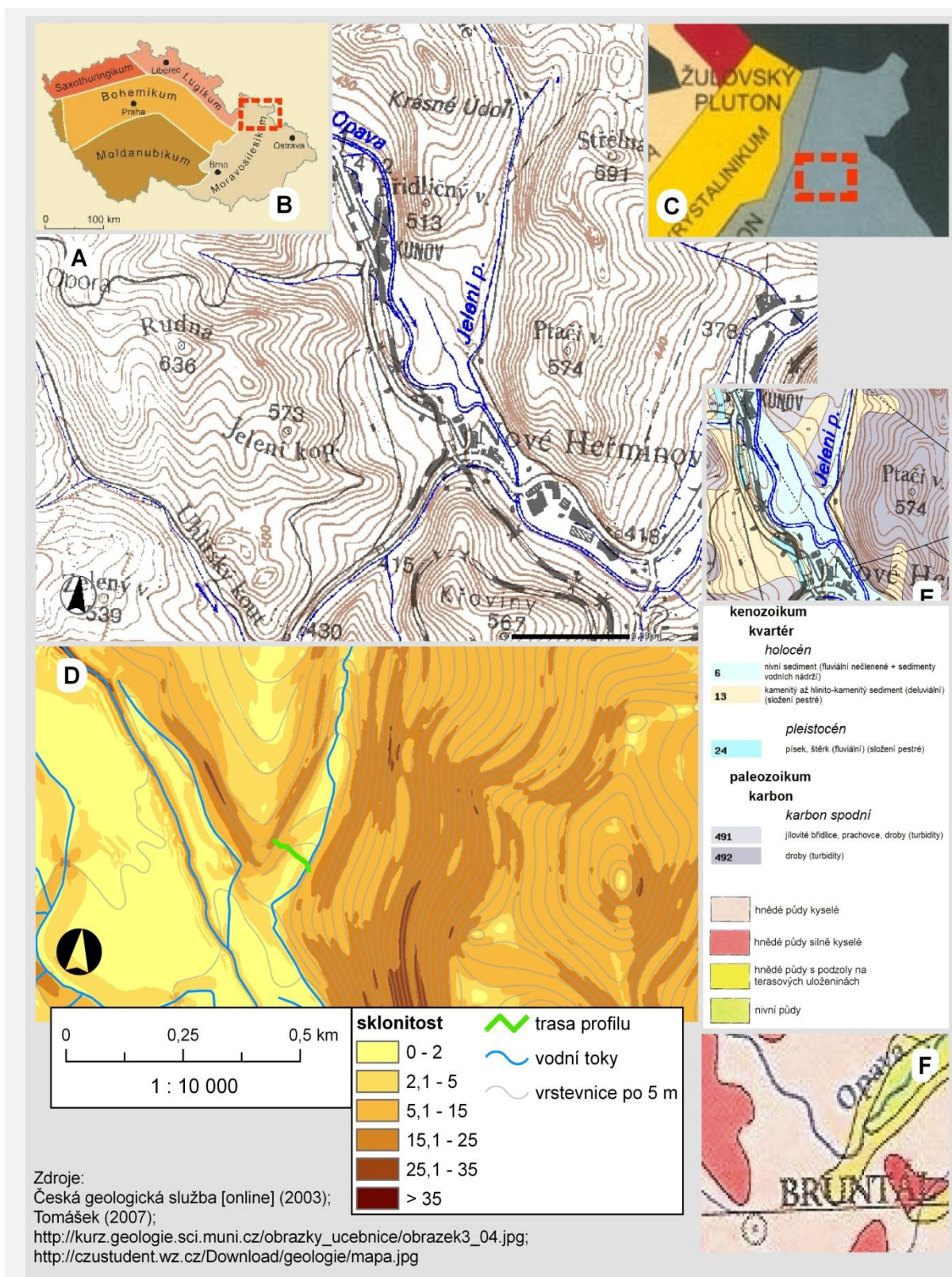
Povodí Jeleního potoka leží z větší části v geomorfologickém okrsku Krasovské vrchoviny, která náleží do podcelku Brantické vrchoviny v Nížkém Jeseníku. Výzkum ale probíhal u ústí do řeky Opavy, které již spadá do okrsku Světlohorská vrchovina (zařazení do geomorfologického členění viz Tab. 6.1).

Tab. 6.1: Geomorfologické zařazení modelových lokalit. (Demek et al., 1987)

| geomorfologické jednotky | Jelení potok | Prudký potok | Obří hrad |
|--------------------------|------------------------|----------------------|--------------------|
| provincie | Česká vysočina | Česká vysočina | Česká vysočina |
| subprovincie | Krkonošsko-jesenická | Krkonošsko-jesenická | Šumavská |
| oblast | Jesenická | Jesenická | Šumavská hornatina |
| celek | Nízký Jeseník | Králický Sněžník | Šumava |
| podcelek | Bruntálská vrchovina | - | Šumavské pláně |
| okrsek | Světlohorská vrchovina | - | Svojšská hornatina |

Světlohorská vrchovina je plochá vrchovina se zaoblenými hřbety. Jako součást Nížkého Jeseníku je bohatá na hluboce i mělce zahloubená údolí a příkré zlomové svahy (Demek et al., 1987). Zkoumaná lokalita se nachází v jednom ze zahloubených údolí (přítomnost zlomů nebyla potvrzena, ale ani vyvrácena).

Niva, ve které probíhalo snímkování, je zaříznuté údolí téměř severojižního směru těsně před vyústěním do široké nivy řeky Opavy. Východní svah údolí s průměrným sklonem 15 – 25 ° je tvořen horou Ptačí Vrh (573,7 m n. m.), ze západu je údolí uzavřeno pozvolnějším svahem s průměrným sklonem 5 – 15 °. Niva je ukloněná k jihu pod úhlem 0 – 2 ° a otevírá se do údolí řeky Opavy. Sклон dna údolí je zřetelný i na výškovém profilu trasy na Obr. 7.1. Sklonitostní poměry a orientace svahů širšího okolí se dá vyčíst z Obr. 6.1d. Podle Tremļa et al. (2008) se na lokalitě vyskytují břehové nátrže a povodňová koryta, pod vyústěním Jeleního potoka se nachází výplavový kužel a fosilní říční koryta.



Obr. 6.1: Lokalita Jelení potok. Mapa okolí (A), umístění v rámci geologických masivů (B a C), sklonitostní mapa (D), výřez z geologické (E) a půdní (F) mapy.

Pravá strana údolí (počátek trasy měření) vykazuje střídání břidlic, prachovců a jemnozrnných drob. Dno údolí je tvořeno fluviálními sedimenty v nivách. Levou stranu údolí

formují deluviální kamenohlinité až hlinitokamenité sedimenty (Dvořák et al., 1996; viz Obr. 6.1e) – měřený profil však dosahuje pouze k jejich hranici.

Jelení potok je levostranný přítok řeky Opavy. Opava se v Ostravě vlévá do Odry, povodí Jeleního potoka tudíž patří k úmoří Baltského moře.

Generalizovaná klasifikace půd přiřazuje svahům Krasovské vrchoviny i údolím Světlohorské vrchoviny hnědé kyselé půdy (Tomášek, 2007; viz Obr. 6.1f). Podle Tremila et al. (2008) je niva tvořena sedimenty ukládanými mimo koryto (tj. při povodňových událostech), resp. jedná se o hlinité nivní sedimenty, které postupně přechází v písky a šterky v hloubce.

Podle Quittovy klasifikace lokalita náleží do mírně teplé klimatické oblasti MT4. Hodnoty některých meteorologických charakteristik lokality jsou v Tab. 6.2.

Tab. 6.2: Klimatické podmínky modelových lokalit podle Quittovy klasifikace. (Quitt, 1971 in Atlas podnebí Česka, 2007)

| | Jelení potok | Prudký potok, Obří hrad |
|--|--------------|-------------------------|
| oblast | MT4 | CH7 |
| počet letních dní | 20 – 30 | 10 – 30 |
| počet dní s průměrnou teplotou 10 °C a více | 140 – 150 | 120 – 140 |
| počet mrazových dní | 110 – 130 | 140 – 180 |
| počet ledových dní | 40 – 50 | 50 – 60 |
| průměrná lednová teplota | -2 – -3 | -3 – -4 |
| průměrná červencová teplota | 16 – 17 | 15 – 16 |
| průměrná dubnová teplota | 6 – 7 | 4 – 5 |
| průměrná říjnová teplota | 6 – 7 | 6 – 7 |
| počet dní se srážkami 1 mm a více | 110 – 120 | 120 – 130 |
| suma srážek ve vegetačním období | 350 – 450 | 500 – 600 |
| suma srážek v zimním období | 250 – 300 | 350 – 400 |
| počet dní se sněhovou pokrývkou | 60 – 80 | 100 – 120 |
| počet zatažených dní | 150 – 160 | 150 – 160 |
| počet jasných dní | 40 – 50 | 40 – 50 |

Lokalita patří z biogeografického hlediska do přechodné a nereprezentativní zóny hercynské subprovincie, nízkohesenického bioregionu. Kromě hercynského charakteru sem silně pronikají prvky karpatské a polonské subprovincie. Převažuje biota 4. bukového stupně, v nižších polohách doplněného ostrůvky 3. dubovo-bukového stupně. Potenciální vegetaci tvoří květnaté, na východě bukové bučiny, v údolích suťové lesy. V lesích převažují kulturní

smrčiny, na svazích jsou četné rozsáhlejší bučiny a suťové lesy, místy jsou vlhké louky a mezofilní pastviny (Culek, 1996).

6.2. Lokalita Prudký potok

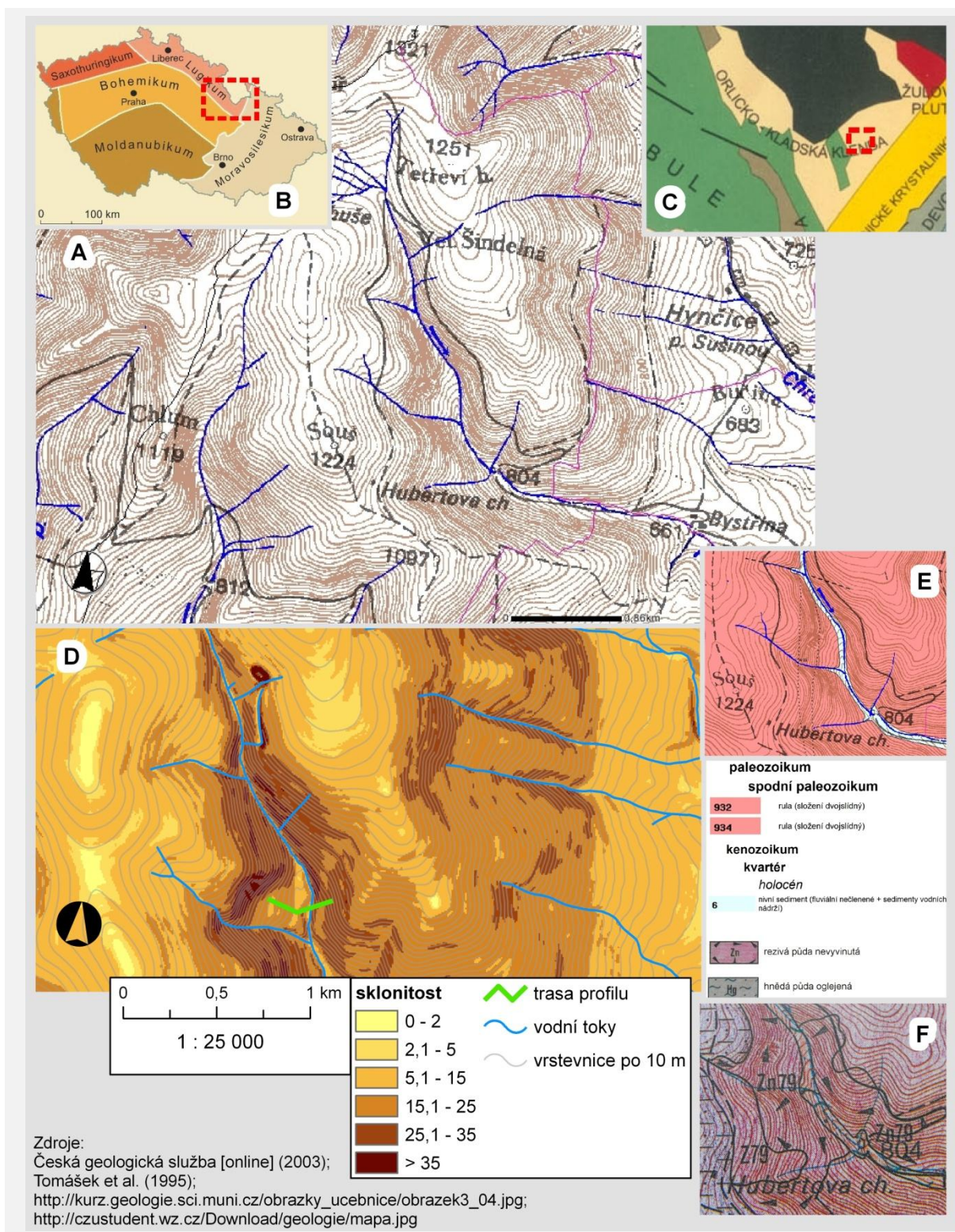
Další z modelových lokalit je údolí Prudkého potoka mezi horami Souš (1224,0 m n. m.) a Velká Šindelná (1195,2 m n. m.; viz Obr. 6.2a). Prudký potok stéká z masivu Králického sněžníku, geologicky se tedy místo výzkumu řadí do sněžnické skupiny, která patří do orlicko-kladského krystalinika, Ligucké oblasti Českého masivu (Mísař, 1983; viz Obr. 6.2b, c).

Lokalita patří do geomorfologického celku Králický Sněžník (zařazení do geomorfologického členění viz Tab. 6.1). Králický Sněžník je členitá hornatina zasahující i do Polska, přičemž na české území má rozlohu 76 km². Střední výška hornatiny dosahuje 930,9 m, střední sklon 15 ° (Demek et al., 1987).

Georadarové snímkování probíhalo v údolní depresi trojúhelníkovitého tvaru ohraničené Prudkým potokem a přitékajícím tokem ze svahu hory Souš. Dno deprese skloněné k jihovýchodu pod úhlem 15 – 25 ° je tvořeno balvany, akumulacími tělesy a nivou, uzavřenou téměř ze všech stran poměrně strmými svahy se sklonem nad 35 °. Spojený tok opouští depresi na jihovýchodě. Sklon dna deprese je zřetelný i na výškovém profilu trasy na Obr. 7.5. Sklonitostní poměry a orientaci svahů širšího okolí je možné vyčíst z Obr. 6.2d.

Podle Demka a Kopeckého (1998) se na dně údolí vyskytují bahnotoky a špatně vytříděné uloženiny obsahující velké úlomky hornin smíchané s hlínou, formující stupně paralelní s tokem Prudkého potoka. Těmto akumulacím přiřkli glaciální původ. Nejstrmější svahy deprese tvoří kamenné moře s viditelnými odlučnými zónami výše na svahu – Demek a Novák (1998) se domnívají, že materiál ze skalního sesuvu zahradil údolí. Křížek et al. (2009) shrnuli tvary na dně deprese takto: „V lokalitě Prudký potok se nachází po obou stranách údolního dna v nadmořské výšce 895 – 945 m n. m. morfologicky výrazné podélné valy až stupně. Na pravé straně údolí byly zmapovány ve třech úrovních, a to 6, 9 a 25 m nad údolním dnem (měřeno na příčném profilu s nejnižším bodem 900 m n. m., tj. na konci stupňů). Na levé straně údolí se nachází pouze jeden stupeň (cca 22 m nad údolním dnem). Stupně jsou tvořeny nedokonale vytříděným sedimentem s písčitou až štěrkovou výplní a se špatně usměrněnými středně opracovanými bloky. Na plošiny nejvyšších stupňů navazují výrazně méně opracované sedimenty svahovin transportované z navazujících svahů.“ Křížek et al. (2009) se domnívají, že se jedná o mury.

Svahy hor Souš a Velká Šindelná (úseky GPR snímku s poznámkou „svah“ na Obr. 7.3) jsou tvořeny dvojslídnu drobnozrnnou rulou ze sněžnické skupiny se stářím ze spodního paleozoika. Pouze podél toku jsou uloženy kvartérní (holocénní) nivní sedimenty (Opletal et al., 1992; viz Obr. 6.2e).



Obr. 6.2: Lokalita Prudký potok. Mapa okolí (A), umístění v rámci geologických masivů (B a C), sklonitostní mapa (D), výřez z geologické (E) a půdní (F) mapy.

Prudký potok je pravostranný přítok řeky Krupé, do které se vlévá u Vysokých Žibřidovic. Řeka Krupá se vlévá do Moravy u Hanušovic. Povodí Prudkého potoku patří k úmoří Černého moře. Tato geologicky pestrá zóna styku jednotek lugické a moravskoslezské oblasti je spojena s aktivním prouděním podzemní vody převážně jen v přípovrchové zóně rozpukání

a rozvolnění puklin (Müller, 1997). Oblast patří k těm s nejvyšším dlouhodobým specifickým odtokem podzemní vody v rámci celého Česka, který vysoko přesahuje $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Krásný et al., 1982 in Müller, 1997). Na opačném svahu hory Souš v povodí Kamenitého potoka je udávána až extrémní hodnota specifického odtoku $52,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Ciezkowski et al., 1997 in Müller, 1997).

Svahové části profilu jsou pokryty rezivou půdou nevyvinutou, nivní část hnědou půdou oglejenou (Tomášek et al., 1995; viz Obr. 6.2f).

Podle Quittovy klasifikace klimatu se lokalita řadí do skupiny CH7 (charakteristika viz Tab. 6.2).

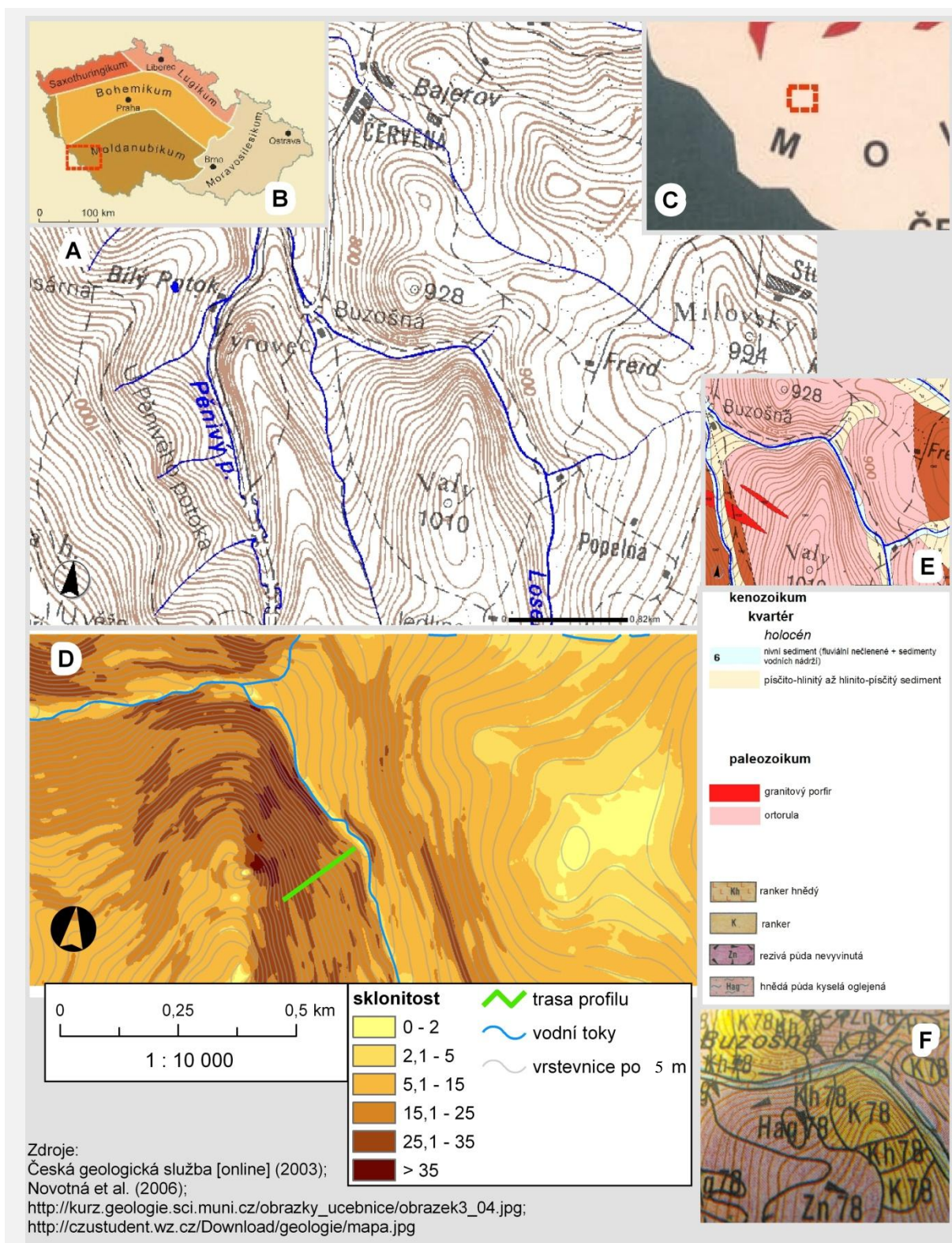
Z hlediska biogeografie patří lokalita do hercynské subprovincie, do jádrové oblasti Jesenického bioregionu. Tento bioregion zasahuje do subalpinského pásma, ovšem nevyskytuje se zde autochtonní kleč. Zastoupeny jsou v něm následující vegetační stupně: 4. bukový, 5. jedlovo-bukový, 6. smrkovo-jedlovo-bukový, 7. smrkový, 8. klečový. Potenciální vegetace zahrnuje květnaté a acidofilní horské bučiny, ve vyšších polohách přirozené smrčiny, alpská společenstva a vrchoviště. Lesy v bioregionu dnes tvoří převážně smrkové kultury a rozsáhlé zbytky horských bučin, suťových lesů i přežívajících klimaxových smrčín (Culek, 1996).

6.3. Lokalita Obří hrad

Poslední modelová lokalita leží na severovýchodním svahu hory Valy (1010,0 m n. m.) nad údolím řeky Losenice u Popelné v blízkosti Kašperských Hor na Šumavě v okrese Klatovy (viz Obr. 6.3). Jedná se o úsek svahu ležící pod tzv. Obřím hradem, pozůstatkem keltského hradiště z doby před naším letopočtem.

Lokalita patří do okrsku Svojšské hornatiny (zařazení do geomorfologického členění viz Tab. 6.1), členité hornatiny příkrých hřbetů mezi údolím řeky Otavy a jejích přítoků (Demek et al., 1987).

Svah, který byl předmětem zkoumání, stoupá od údolí řeky Losenice (nejdříve pod sklonem $5 - 15^\circ$, v horní části pod úhlem $15 - 25^\circ$). Je orientován východoseverovýchodním směrem. Svah byl přemodelován skalním sesouváním (Hartvich, 2007), na jeho povrchu se proto střídají úseky slabší a silnější vrstvy kamenných úlomků, tvořících ve spodní části trasy profilu kamenné moře. Některé svahové úlomky byly přesunuty až do koryta řeky, která zpětně podemílá laterální erozi břeh a přispívá k dalším svahovým pohybům (Hartvich a Mentlík, 2010). Protilehlý svah je méně prudký. Sklon svahu je zřetelný i na výškovém profilu trasy na Obr. 7.6. Sklonitostní poměry a orientace svahů širšího okolí se dají vyčíst z Obr. 6.3d.



Obr. 6.3: Lokalita Obří hrad. Mapa okolí (A), umístění v rámci geologických masívů (B a C), sklonitostní mapa (D), výřez z geologické (E) a půdní (F) mapy.

Mapovaný svah je tvořen biotitickou ortorulou s granátem, která je v jeho spodní části překryta deluviálními kamenitými až blokovými sedimenty. Údolí Losenice tvoří fluvialní písčité a šterkovité sedimenty (Babůrek et al., 2001b; viz Obr. 6.2e). Podle Hartvicha (2005)

foliace ortoruly směřuje ze svahu ven pod úhlem 20 – 35 °, což je spolu s dalšími faktory vhodná predispozice k sesouvání skalních bloků. Navíc je v zájmovém území popsána hustá síť puklin severojižního směru (Hartvich a Mentlík, 2010), která se může na radargramu projevit.

Řeka Losenice se v Rejštejně vlévá do Otavy, která se ve vodní nádrži Orlík vlévá do Vltavy. Povodí řeky Losenice patří k úmoří Severního moře. Hydrogeologický masiv, který tvoří okolí lokality (krystalické horniny šumavského moldanubika – viz Obr. 6.3b, c), je charakteristický dominantní puklinovou porozitou. Intenzivní oběh podzemní vod probíhá v přípovrchové zóně rozpukání hornin a ve zvětralinovém pokryvu. Hlubší proudění podzemní vody lze předpokládat na významných zlomech nebo puklinových zónách (Babůrek et al., 2001a).

Pod trasou profilu GPR snímkování leží půdy hnědého rankeru. Kolem koryta řeky se vyskytují gleje (Novotná et al., 1996), do radargramu zasáhly u pravého okraje snímku (viz Obr. 6.3f).

Z hlediska klimatického lokalita patří opět mezi chladné klimatické oblasti skupiny CH7 Quittovy škály (jednotlivé parametry viz Tab. 6.2).

Z hlediska biogeografického patří lokalita do jádrové oblasti šumavského bioregionu, hercynské subprovincie. V něm jsou významné horské biocenózy, zachované ve velkých plochách. Zastoupen je 5. jedlovo-bukový, 6. smrkovo-jedlovo-bukový a 7. smrkový vegetační stupeň. Potenciální vegetaci tvoří květnaté bučiny. Vyskytuje se zde řada exklávních a reliktních prvků. Cenné jsou zachované horské bučiny či smrkovobukové lesy s javorem. Nacházejí se zde nejzachovalejší živočišná společenstva hercynských pohoří (Culek, 1996).

7. Zpracování radargramů z modelových lokalit

Metodický postup, který byl navržen ve 4. kapitole (viz Tab. 4.1), nemohl být dodržen ve všech bodech, protože radarové snímky z modelových lokalit nevznikaly přímo pro tento účel a nedošlo například ke krokům, nutným pro výpočet rychlosti šíření EM signálu a zajištění měření vzdálenosti podél profilu kalibrovaných kolečkem (na radargramech tedy neproběhlo na vertikální a horizontální ose konvertování do metrické soustavy). Topografická korekce nebyla provedena, v okolí tras profilů nebyly zjišťovány možné zdroje rušení.

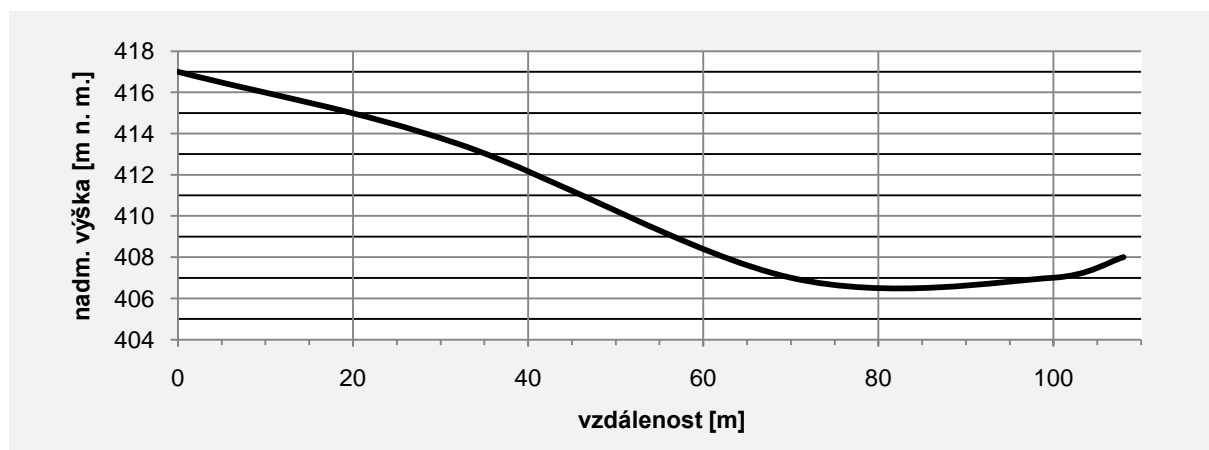
Vzhledem k tomu, že interpretace radargramů vyžaduje zkušenosti, znalosti a odhad, v této práci mohou být odhaleny jen určité projevy a nejpravděpodobněji s nějakým stupněm nejistoty.

Radargramy byly upraveny v programu RAMAC GroundVision firmy Malå GeoScience Sweden. Výběr použitých filtrů spočíval ve zdůraznění mělkých projevů a nesoustředil se na odhadnutí reálné možnosti hloubkového dosahu.

7.1. Lokalita Jelení potok

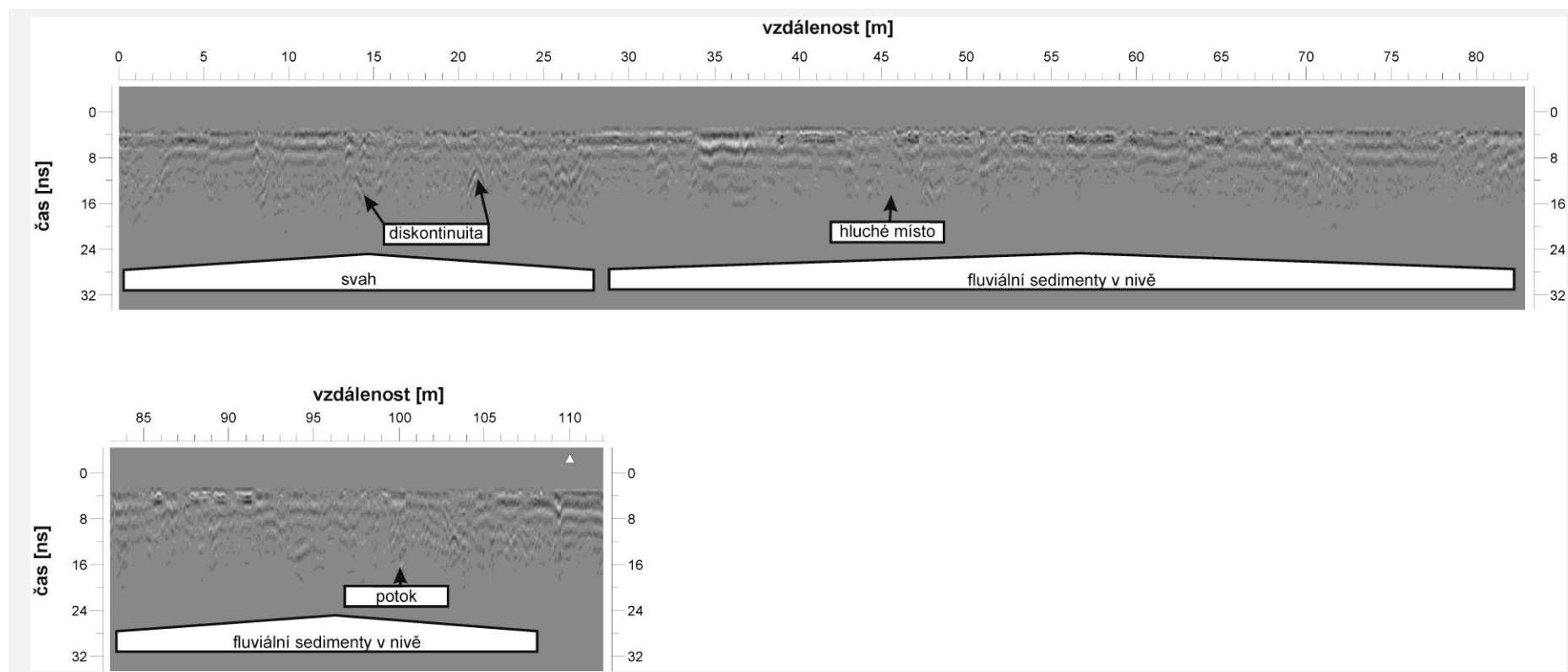
Technické parametry měření popsal Trembl et al. (2008). Georadarový průzkum nivy Jeleního potoka probíhal dne 22. 8. 2007 z pravé strany údolí k levé. Použit byl přístroj RAMAC/GPR CUII se stíněnou anténou o hlavní frekvenci 500 MHz firmy Malå GeoScience. V příčném profilu údolím bylo v daných odporových podmínkách dosaženo hloubek 1 až 2 m.

Georadarový profil (viz Obr 7.1) klesá z nadm. výšky 417 m n. m. pod úhlem kolem 2 stupňů až do údolní nivy (407 m n. m.). Jelení potok profil protíná ve vzdálenosti 100 m a trasa pod nízkým úhlem stoupá k cestě na levé straně údolí do výšky 408 m n. m.

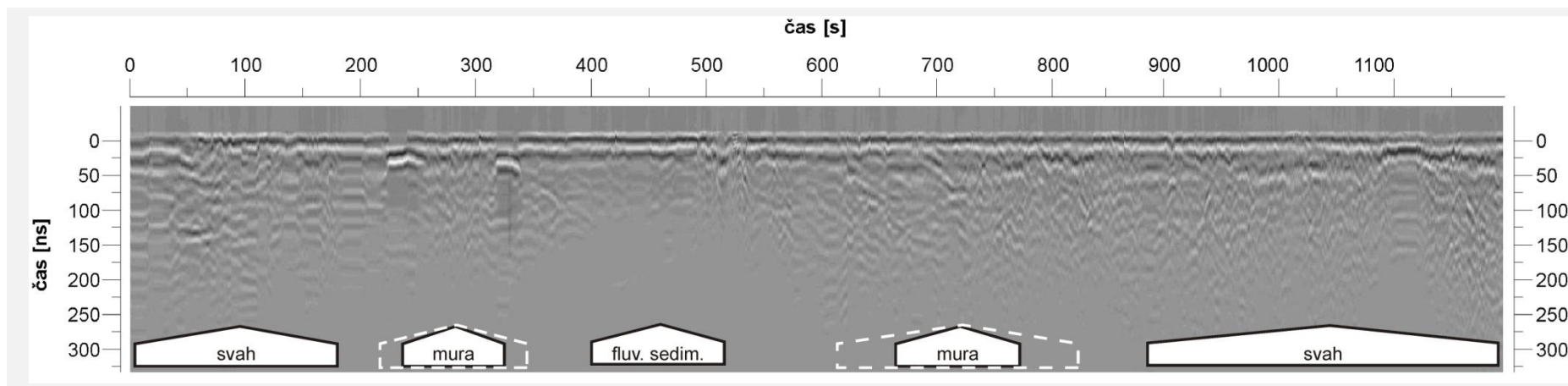


Obr. 7.1: Výškový profil trasy georadarového měření.

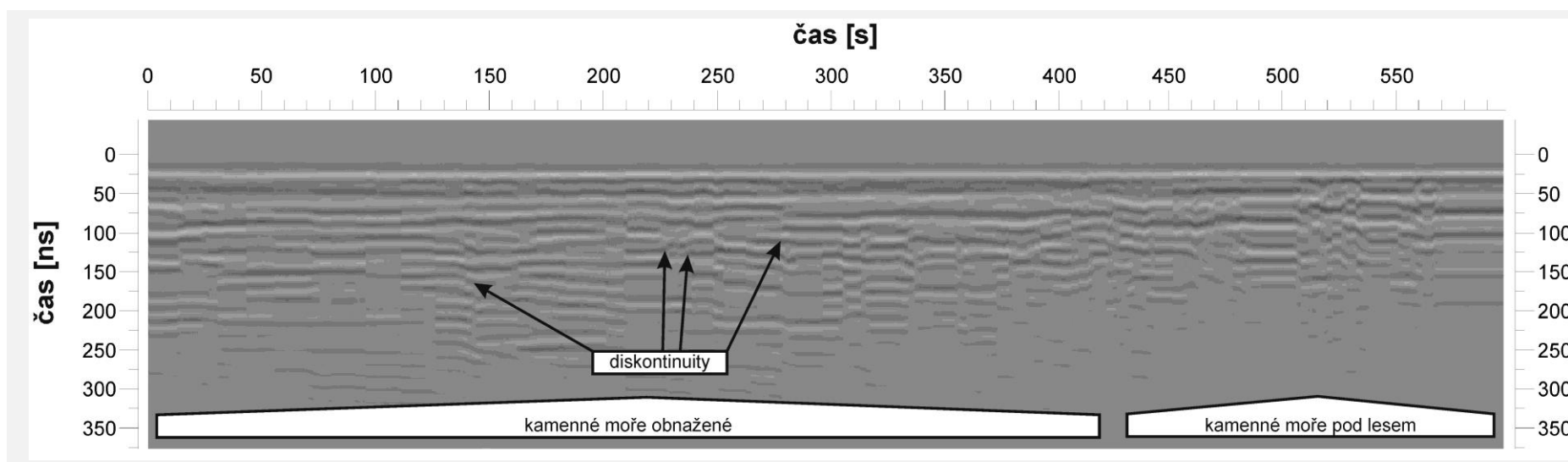
Prvním krokem zpracování radargramu je podle Tab. 4.1 zhodnocení kvality radargramu. Při editaci záznamů bylo přihlédnuto k výskytu přímé vlny a dalších odrazových projevů při povrchu, které nejsou vyvolány podpovrchovými strukturami. Volba antény se



Obr. 7.2: Interpretovaný radargram z lokality Jeleního potoka.



Obr. 7.3: Interpretovaný radargram z lokality Prudkého potoka. Plná černá linie značí minimální rozměr tělesa, přerušovaná bílá maximální.



Obr. 7.4: Interpretovaný radargram z lokality Prudkého potoka.

zdá vhodná kvůli svému vysokému rozlišení a schopnosti zachytit detail. Omezený hloubkový dosah není nutné považovat za problém.

V druhém kroku, aplikaci filtrů, bylo použito následujících algoritmů: Automatic Time Gain (AGC), Time Varying Gain (viz Tab. 4.3), Subtract Mean Trace (viz Tab. 4.2).

K identifikaci a vyhodnocování podpovrchových struktur lze říci toto: na levé straně radargramu (viz Obr. 7.2) se projeví hlubší a neuspořádanější nespojitě odrazy bohaté na difrakce až do vzdálenosti 28 metrů, které představují údolní svah s materiálem hrubší stratifikace. Hyperbolické odrazy jsou pravděpodobně způsobeny balvany a většími úlomky hornin. Tento úsek snímku vykazuje (zvláště mezi 14 a 26 metry) vertikální diskontinuity v celém sloupci odrazů, což může být způsobeno jak terénními nerovnostmi, tak neuspořádanou vnitřní stavbou, což je obojí pro svah přirozené. Směrem ke hranici nivy se difrakční odrazy zdánlivě spojují v hloubce v nevyřčenou stratifikaci. Zbytek radargramu (28 až 104 m) zachycuje údolní nivu – menší hloubka pronikání, vyrovnanější horizontální laminace, paralelní a téměř planární odrazy přerušené „hluchými“ místy slabého nebo žádného odrazu, popř. posunem (diskontinuitou) ve stratifikaci. Všechny tyto projevy jsou způsobeny fluvialním ukládáním jemnozrnných částic, což dokazuje i nižší výskyt hyperbolických odrazů od větších objektů. Nejvýraznější deviace (mezi 34 a 37 metry a u pravého okraje snímku) byly způsobeny přechodem přes cestu a ukončováním profilu na břehu potoka.

7.2. Lokalita Prudký potok

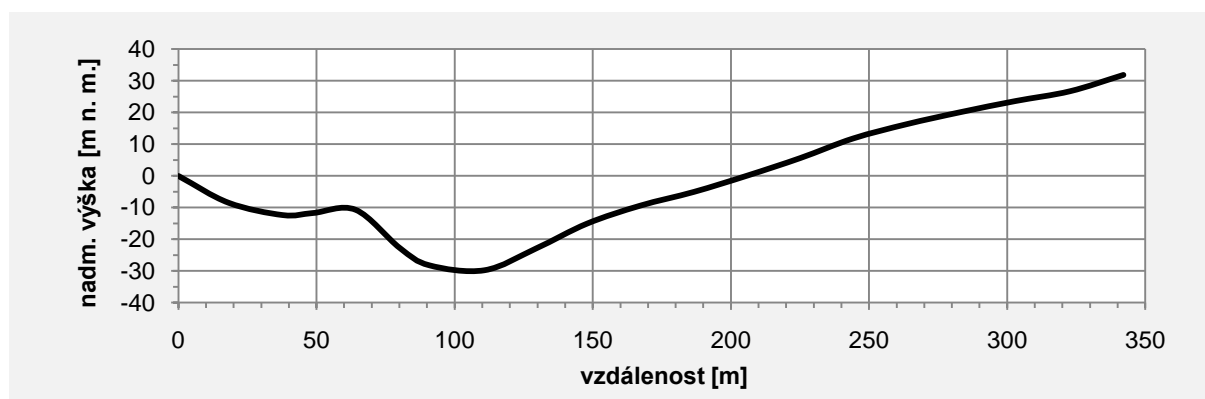
Georadarový průzkum údolí Prudkého potoka probíhal dne 21. 8. 2007. Použita byla 50MHz nestíněná anténa stejného výrobce, jako v předchozí lokalitě. Trasa měření probíhala ve velmi sklonitém prostředí (viz Obr. 7.5). Profil začíná ve výšce 920 m n. m. Prvních 110 m profilu (do vzdálenosti 500 s na GPR snímku – viz Obr. 7.3) na levé straně údolí profil klesal se sklonem až 27°. Výjimku tvoří elevace na pozici 60 m (240 s) v nadm. výšce 910 m n. m. Nejnižší místo profilu představuje koryto Prudkého potoka (890 m n. m.). Po pravé straně údolí profil stoupá víceméně konstantně s průměrným sklonem 15° až do výšky 955 m n. m. Část trasy měření na levé straně údolí je vedena východoseverovýchodním směrem, na pravé straně je to směr západoseverozápadní.

V prvním kroku zpracování radargramu (viz Tab. 4.1) bylo přihlédnuto k výskytu přímé vlny a dalších odrazových projevů při povrchu, které nemusí prozrazovat nic o podpovrchových strukturách. Nízká frekvence antény je v souladu s volbou zahraničních autorů, popisujících podobné tvary (srovnej s Sass et al., 2007 či Sass a Krautblatter, 2007).

V kroku aplikaci filtrů bylo vybrán pouze AGC algoritmus (viz Tab. 4.3), který nestandardně zvýraznil i přípovrchové spojitě odrazy.

Při identifikaci a vyhodnocení podpovrchových struktur bylo zjištěno toto. Na profilu (viz Obr. 7.3) lze vysledovat několik úseků s výrazně hlubší penetrací vln. Na začátku (0 – 120 s) a na konci (870 – 1200 s) jsou to svahy, které nejsou pokryty a stíněny sedimenty. Zde se

vyskytují neuspořádané částečně spojitě odrazy svahových sutí doplněné hyperbolickými odrazy, způsobenými bloky hornin. Ostatní úseky hluboké propagace, resp. úseky ohraničené sloupci hluboké propagace, vyplněné lomenými spojitými paralelními odrazy přerušovanými difrakcemi, představují akumulční tělesa – mury. Struktura jejich odrazů ukazuje na písčitoštěrkovité složení s obsahem větších úlomků, což koresponduje s pozorováním Křížka et al. (2009). Oblast mezi 660 a 780 s je ve velkém kontrastu s úsekem mezi 400 a 540 s, který koresponduje s výskytem fluvialních sedimentů s intenzivnějším tlumením signálu a zřejmějším planárním subparalelním zvrstvením. Výrazné diskontinuity okolo 240 a 330 s jsou způsobeny nejspíše terénními nerovnostmi, protože oblast mezi nimi popsal Křížek et al. (2009) jako hranu právě jedné z akumulací. Výrazná nehomogenita kolem 500 s byla vytvořena přechodem přes vodní tok a cestu, nespecifikovanou chybou zřejmě vznikla podezřelá homogenita okolo 1100 s.



Obr. 7.5: Výškový profil trasy georadarového měření. Pozn.: nadmořská výška je vztažena k bodu počátku trasy ve výšce 920 m n. m.

7.3. Lokalita Obří hrad

Radargram byl vytvořen dne 27. 3. 2009 nestíněnou anténou o frekvenci 50 MHz (viz Obr. 7.4) na svahu pokrytém sněhem.

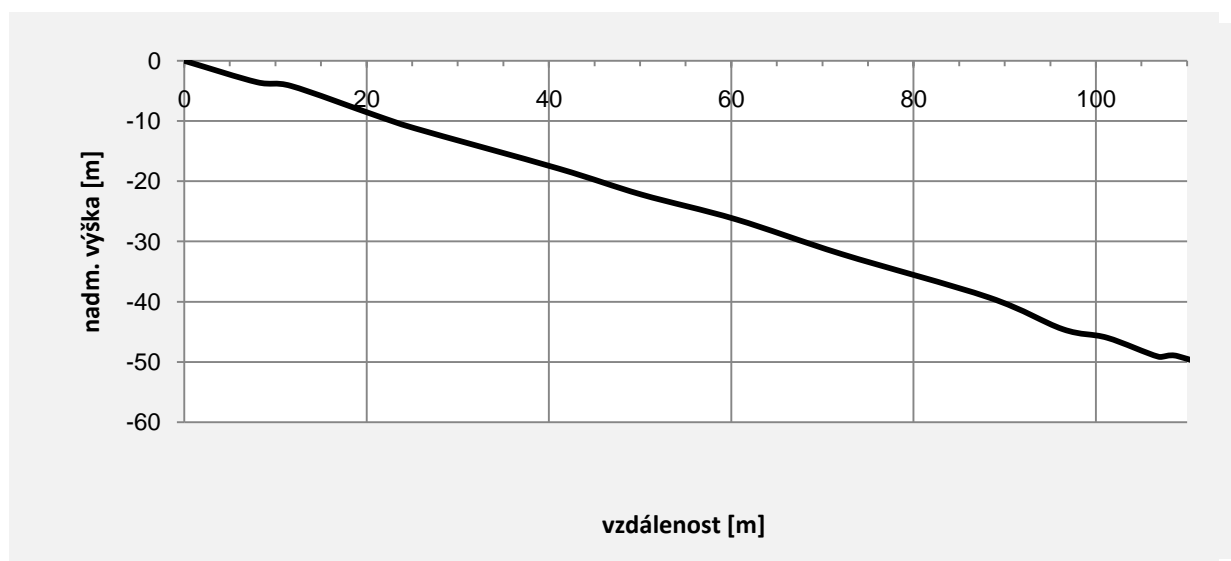
Georadarový profil byl měřen na severovýchodním svahu hory Valy (1010,0 m n. m.) z nadm. výšky 930 m n. m. pod průměrným sklonem 20 stupňů a byl ukončen nad řekou Losenicí v nadm. výšce 870 m n. m. (viz Obr. 7.6).

Kromě zohlednění výskytu silných odrazových umělých projevů při povrchu je při editaci tohoto radargramu nutné vzít na vědomí sněhovou pokrývku i to, že část trasy profilu je pokryta nevyvinutým lesem. Nízkofrekvenční anténa není v rozporu s pracemi zahraničních autorů, zabývajících se podobnými prostředím (srovnej s Isaksen, 2000 či Degenhardt, 2003).

V druhém kroku, aplikaci filtrů, bylo použito následujících dvou algoritmů: AGC (viz Tab. 4.X), Band Pass (odstranění extrémně nízkých a vysokých frekvencí, vedlo ke zvýraznění paralelní struktury).

I bez popsané úpravy ale byly nejvýraznějším projevem na snímku planární, horizontální až slabě ukloněné, paralelní až subparalelní spojitě odrazy. V levé části snímku jsou

detekovatelné do větší hloubky, protože v pravé části, ve vzdálenosti zhruba 440 s, začal kamenné moře pokrývat les, což indikuje i implikuje změnu v podpovrchovém materiálu (v čistě kamenném prostředí se georadarový signál šíří lépe). Uklonění této stratifikace je menší než sklon svahu, vrstvy tedy ze svahu „vycházejí“ a protínají povrch. Vysoce rozvinutá spojitost vrstev je na snímku porušována diskontinuitami, způsobenými nejpravděpodobněji terénními nerovnostmi. Podobný ráz odrazů v mělkých i větších hloubkách prozrazuje, že mocnost kamenného moře přesahuje penetrační schopnost georadaru. Úseky snímku, kde je viditelná naprostá horizontálnost odrazů (480 – 500, 535 – 550, 570 – 600 s), vznikly nejspíše chybou v měření.



Obr. 7.6: Výškový profil trasy georadarového měření. Pozn.: nadmořská výška je vztažena k bodu počátku trasy ve výšce 930 m n. m.

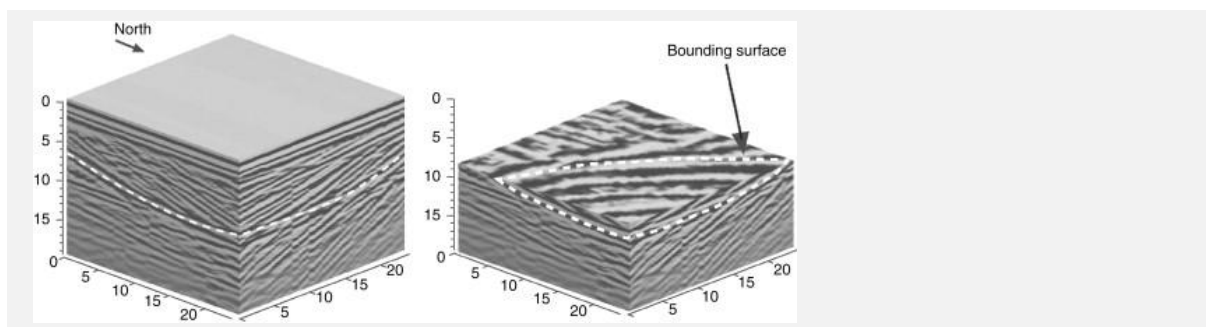
8. Diskuze

V první části této kapitoly jsou diskutovány možnosti georadaru v geomorfologii a výsledky interpretace radargramů z různých prostředí. V druhé části jsou konfrontovány výsledky interpretace radargramů z modelových lokalit s radargramy z podobných prostředí.

8.1 Diskuze využití georadaru v geomorfologii

Georadar je pro výzkum sedimentárních prostředí velmi vhodný. Použití GPR v sedimentech roste, protože pro studium mělkých uloženin neexistuje jiná nedestruktivní metoda s tak vysokou přesností a rozlišením. Z detekovaných struktur se odvozují různé interpretace, potvrzují se hypotézy, sestavují se modely vývoje či se rekonstruují archivní podmínky.

V sedimentární geologii se GPR používá pro studium stratigrafie, kde podrobné profily pomáhají v určování stratigrafické stavby, tvaru a rozměru podzemních hmot a kvantifikaci sedimentárních struktur (Bristow a Jol, 2003). Otvírající se možnosti třírozměrné reprezentace GPR dat (ukázka 3D georadarového snímku viz Obr. 8.1) náskok oproti jiným metodám ještě prohloubí (Bristow a Jol, 2003). Zvláště ve špatně přístupných oblastech, kde může být použití konvenčních geofyzikálních postupů limitované, lze georadar bez větších obtíží nasadit. Nicméně, právě v náročném terénu se může na první pohled výhodná volba nízkofrekvenční antény s větším hloubkovým dosahem stát neschůdnou kvůli velkému rozměru a váze aparatury. Konvenční antény ale disponují vyrovnaným poměrem mezi efektivností a manipulovatelností. Skoro žádný autor věnující se GPR problematice neopomenul zmínit, že rychlost a možnost velkoplošných výzkumů v poměru s přesností dat je u georadaru vůči jiným geofyzikálním metodám na neporovnatelně vyšší úrovni.



Obr. 8.1: Ukázka třírozměrného georadarového profilu a hladinového řezu. Příčná duna se nasouvá nad podélnou vlnu. Bílou přerušovanou linií je vyznačeno místo, kde došlo ke změně stratifikace (*Bounding surface*). (Bristow in Jol, 2009)

K negativům georadaru je třeba poznamenat, že existují i taková sedimentární prostředí, kde je kvůli vysoké pohltivosti signálu a nízké rezistivitě aplikace GPR nevhodná; Bristow a Jol (2003) zmiňují např. sedimenty tvořené velmi drobným, jemnozrnným materiálem a oblasti podmáčené slanou vodou. Není-li přechod mezi stratigrafickými vrstvami doprovázen změnou v dielektrických vlastnostech, jako je např. zrnitost nebo obsah vlhkosti,

EM vlna nemusí vůbec interagovat a projevit se nějakým odrazem. Schrott a Sass (2008) upozorňují, že správná interpretace georadarových dat je obtížný úkol. Velký počet výzkumů sedimentů využívajících GPR však jasně dokládá převažující výhody. Při měření se často přistupuje ke kombinaci několika antén – větší rozpětí použitých frekvencí pak zajišťuje jak dostatečný hloubkový záznam, tak přijatelnou přesnost a vysoké rozlišení dat. Nezřídka je doporučováno souběžné použití dalších měřících metod, např. elektrická rezistivní tomografie (ERT), mělká seismika, vertikální elektrické sondování (VES) či standardní odkrytí profilu (např. Schrott a Sass, 2008; Olsen a Andreasen, 1995).

Ve všech prostředích, zmíněných v kapitole 5, autoři georadar využívali na vykreslení podpovrchové struktury materiálu. Jednoznačné rozpoznání objektů ani postup k jejich jednoduchému nalezení přímo z radargramu ovšem neexistuje, GPR snímek není fotografický záznam subhorizontálního prostředí. Většina autorů při interpretaci hledá nejčastější strukturu, jakýsi převládající ráz, matici radargramu, a stejně důležité odlišné, disturbační projevy, podle kterých se dá usuzovat na výskyt typických znaků určitého prostředí. Odrazové projevy, které jsou typické pro určité tvary a fenomény, již byly částečně zobecněny v tabulkách v kapitole 5. Neprojevil-li se konkrétní geomorfologický úkaz podobným odrazem ve více studiích, nebyl do tabelárního zpracování zařazen.

Z výběru článků, věnujících se glaciálnímu prostředí, jasně vyplývá, že se vždy dají odlišit větší akrece ledu od sedimentu, příměsi a podloží, jelikož led se projevuje slabými až žádnými odrazy. Bakker a van der Meer (2003), van Overmeeren (1998) i Sadura et al. (2006) pomocí georadaru studovali morénové akumulace a shodují se v tom, že lze rozlišit určité zóny na tělese morény, kde se vyskytují odlišné odrazové struktury, i v tom, že nejvhodnější jsou nízkofrekvenční antény (50 MHz). Brandt et al. (2003) odlišil sediment transportovaný zřejmě pouze glaciálními procesy (nespojité odrazy s výskytem hyperbol) od glaciofluviálních sedimentů. Ty se naopak, jak pozorovali i Moorman et al. (2003), van Overmeeren (1998) a Bakker a van der Meer (2003), vyznačují planárními paralelními a subparalelními částečně spojitými odrazy často přerušenými odrazovými difrakcemi. Zároveň se ale odlišují od čistě fluviálních sedimentů, které se na radargramech projevují převažující laminární stratifikací, typickou pro ukládání v nivě (např. Leclerc a Hickin, 1997 či Ékes a Friele, 2003). Beres a Haeni (1991), Leclerc a Hickin (1997) i Sass et al. (2007) se shodují, že výrazné horizontální několikanásobné odrazy vznikají kvůli většímu výskytu jílu a prachu v jednotlivých sedimentárních vrstvách a že větší částice (písek a štěrk) způsobují neuspořádané úseky zvrstvení. Výše zmínění autoři při studiu fluviálních sedimentů používají antény s nízkou (100, 200 MHz) a střední frekvencí.

Práce věnující se periglaciálnímu prostředí se nejčastěji zaměřují na detekci výskytu, rozsahu a rozměru ledu, permafrostu, sedimentů či rašelinných těles (např. Jol a Smith, 1995; Gadek a Grabiec, 2008; Brandt et al., 2007). Shoda panovala v názoru, že slabým odrazem se projevují led, sníh a organické látky jako např. trávy (Gadek a Grabiec, 2008; Munroe, 2007). Na první pohled v konfliktu tím pádem leží projev ledu ve větším bloku a menších ledových

čoček, vytvářejících difrakční odrazy a chaotické uspořádání. Jenže rozměry ledových čoček v permafrostu (Moorman et al., 2003, Lamparski a Kedzia, 2007) nejsou dost velké, aby vytvořily souvislejší pole bez odrazů, a hyperbolické odrazy vznikají spíše na jejich rozhraní s okolním materiálem, které je spojené se změnou dielektrických vlastností. Lamparski a Kedzia (2007) na některých místech s předpokládaným výskytem permafrostu objevili projevy, které jej můžou představovat, ale na jiných místech permafrost žádným projevem nediodagnostikovali, i když měření jinými metodami jej potvrzují. Snímky z lokalit kamenných ledovců ukazují významnou shodu v projevu paralelních, neukloněných nebo slabě ukloněných spojitých odrazů a rozlišení tří zón tělesa. Ovšem na radargramech Degenhardta et al. (2003) a Isaksena et al. (2000) je zachycen diskontinuitní přechod mezi zónou 1 a 2 kamenného ledovce, což není v souladu se snímkem Berthlinga et al. (2000). Ve spojitých sedimentech autoři volí vysokofrekvenční antény (200, 400 MHz), v prostředí větších klastů spíše nízkofrekvenční (50 MHz).

Georadarové průzkumy zazemnělých depresí jsou často interpretací tvarů polygenetického původu, protože výplň mohla vzniknout fluvialními (viz Sass et al., 2007) i eolickými (viz Loope et al., 2004) pochody, doplněnými výskytem periglaciálních či glaciálních tvarů (obojí viz Sass et al., 2007). I kvůli tomu se nedá specifikovat nejvhodnější frekvence antény, protože výběr velmi záleží na cíli měření.

V příspěvcích věnujících se svahovým prostředím převažují nízkofrekvenční antény (např. Sass, 2006; Berthling et al., 2000), zřejmě kvůli obecně větší mocnosti akumulací. Přestože měření nemusí proniknout až k bázi zájmového tělesa, dokáže zobrazit úklon a spojitost stratifikace. Ty slouží jako hlavní rozlišovací prvky, které dobře ilustrují genezi tvaru. Autoři zahraniční (Barnhardt a Kayen, 2001) i české literatury (Klablena et al., 1999; Pánek et al., 2009) provádí měření na sesuvech a lokalitách rychlého svahového pohybu a díky turbované stavbě nespojitých přemístěných odrazů jednoduše odliší mapovaný tvar od svahu i po dlouhé době, kdy povrch tělesa již může být zakryt vegetací.

Velká shoda panuje v interpretaci hyperbolických odrazů, které jsou ve všech prostředích, na všech radargramech nejčastěji přisuzovány balvanům, velkým úlomkům hornin a projevu styku s podložím (rozlišení mezi klasty a podloží probíhá většinou pomocí zákona superpozice – podloží je hlouběji a vyvolává projevy spojující se v linii).

Autoři se často uchylují ke snaze generalizovat nalezené odrazy do facií (a někdy je graficky znázorňují, např. Ékes a Friele, 2003 či Wooldridge, 2005; takové zpracování je čtenářsky velmi přístupné). Facie jsou bohužel často jen lokálně platné, popř. jsou směrodatné pouze v konkrétním prostředí. Je-li si ale uživatel vědom rizik a limitů, mohou dobře posloužit k vytvoření představy o podpovrchových tvarech. Bohužel však často nemohou být mezi sebou porovnatelné, protože jak terénní podmínky při získávání dat, tak parametry zpracovatelských funkcí se často velmi liší.

Neal (2004) nicméně upozorňuje, že dnes běžné používání termínu *facie* pro jakýkoli soubor odlišujících se odrazů jde proti původnímu smyslu *facií* v seismice, protože míchá popisné a interpretační pojmy.

8.2 Diskuze nad radargramem z lokality Jeleního potoka

Na cvičném radargramu z lokality Jeleního potoka (viz kap. 6.1, Obr. 10.X) se v údolní nivě (28 až 109 m na vodorovné ose) částečně projevila horizontální stratifikace sedimentů ukládaných činností tekoucí vody (podobné jako např. u Ékese a Frieleho, 2003). Určitá odrazově "hluchá" místa toto zvrstvení jakoby přerušují, ale s nejvyšší pravděpodobností jsou způsobena terénními nerovnostmi v trase profilování. Svahová část snímku sice také do jisté míry ukazuje horizontální zvrstvení, ale vzhledem k tomu, že se zde anténa pohybovala po šikmé ploše, paralelní odrazy jsou ukloněné pod stejným úhlem; levá část snímku projevuje ukloněnou stratifikaci. V této části snímku je laminární zvrstvení svahových sutí také nejspíš větším dílem způsobené falešnými odrazy přímých vln, jinými slovy se na svahu dá předpokládat větší výskyt terénních nerovností a kvůli nim vzniklých nedoléhavostí antény k povrchu. I šikmo uložené akumulace nefluviální geneze se tedy dají ze snímku nepřímě určit.

Na tomto radargramu bylo možné zhruba identifikovat všechny typy odrazů definované v Tab. 5.5. Odlišuje se jen to, že paralelní odrazy negenerují převažující písčité, ale hlinité částice (jak vyplývá z odkryvných profilů Tremila et al., 2008), a že se svahový materiál neprojevuje odlišně ukloněnou stratifikací (což by topografická korekce mohla zdůraznit). Leclerc a Hickin (1997) vyslovili hypotézu, že i když jsou stykové zóny mezi jednotlivými vrstvami sedimentů slabšími zdroji odrazu než např. rozhraní s geologickým podložím či hladina spodní vody, přesto většina odrazů na radargramech pochází právě od nich. Hypotéza nemohla být potvrzena, protože na radargramu nebylo po cvičném zpracování a interpretaci nalezeno ani rozhraní s geologickým podložím, ani hladina spodní vody.

8.3 Diskuze nad radargramem z lokality Prudkého potoka

Identifikaci akumulací z druhé cvičné lokality se věnovali Křížek et al. (2009). Geomorfologicky zmapovali okolí i samotné výrazné podélné valy až stupně. Stupně jsou tvořeny nedokonale vytríděným sedimentem s písčitou až štěrkovou výplní a se špatně usměrněnými středně opracovanými bloky. Na plošiny nejvyšších stupňů navazují výrazně méně opracované sedimenty svahovin transportované z navazujících svahů.

Sass a Krautblatter (2007) určili několik znaků, podle kterých se dá mura v suťovém poli na radargramu odlišit od suťového pole tvořeného ukládáním úlomků ze skalního řícení. Díky redistribuci sedimentů se totiž blokově bahenní proud projevuje změnou stratigrafie, čitelné ze směru a spojitosti odrazových ploch. Mura se většinou vyznačuje zvlněnými vrstvami uloženými pod menším sklonem než povrch svahu a se zřetelnými diskordancemi, v příčném

řezu obloukovým spojitým odrazem. Tyto struktury na cvičné lokalitě ale pozorovány nebyly, resp. odrazové projevy mur jsou tak malé a nevýrazné, že je nelze připodobnit k plošně rozsáhlým tvarům, popsaným v literatuře. Akumulace spíše odpovídají drobnějším povrchovým blokově bahenním proudům, které Sass a Krautblatter (2007) detekovali na mnoha místech v Alpách. Jedná se o jakýsi přechodový stupeň mezi zřetelně zvrstvenou murou a méně zřejmou stratigafií materiálu pocházejícího ze skalních pohybů. Projevuje se zčásti zvlněnými, s povrchem téměř paralelními, občas diskordantními vrstvami, které většinou nezasahují celé suťové pole.

Akumulace pozorované na radargramu lze spojovat s doloženými akumulacemi na pravé a levé straně údolí, ale nelze je bez pochybností prokázat.

8.4 Diskuze nad radargramem z lokality Obří hrad

Třetí modelová lokalita je tvořena kamenným mořem, které zmiňuje např. Hartvich a Mentlík (2010) a je zaznamenáno i na geologických mapách (viz Babůrek et al., 2001b).

Úklon podpovrchových vrstev (menší než sklon svahu), pozorovaný na cvičném radargramu, by mohl být připodobněn ke stratifikaci 3. zóny kamenného ledovce v pracích Berthlinga et al. (2000), Degenhardta et al. (2003) i Sasse (2006). (Porovnání s projevem jiného kamenného moře ale bohužel není možné, protože dostupná literatura věnující se tomuto fenoménu georadarové měření nekomentuje.) Toto nelze považovat za důkaz výskytu kamenného ledovce, bylo by však možné vyslovit hypotézu, že georadarový projev kamenného moře se příliš neliší od projevu určitých částí kamenného ledovce.

Časté vertikální diskontinuity s největší pravděpodobností projevy zlomů nejsou. Sice zasahují hluboko a jsou patrnější v hloubce 50 až 300 ns přičemž zdánlivě neprotínají povrch, což by mohlo svědčit o opaku. Ale diskontinuity jsou příliš pravidelné a přímkovité. Vezme-li se v úvahu, že snímek by měl být ukloněn, aby topograficky odpovídal skutečnosti, diskontinuity nejsou v žádné shodě s dokumentovanými směry puklin a foliací stavební horniny.

Závěr

Tato práce si kladla za cíl vypracovat na základě rešerše odborné literatury metodický postup při zpracování a vyhodnocování radargramů a ten pak použít na cvičných datech z vybraného prostředí. Metodický postup byl vytvořen a zaměřen na sedimentární prostředí, ale pouze do určité míry byl použitelný na cvičných datech ze tří lokalit, protože modelové georadarové snímky vznikaly za jiným účelem. Kromě toho došlo ke stanovení mezí využití georadaru a určení některých typových příkladů využití pro jednotlivá prostředí, čímž byly splněny i dílčí cíle práce. Velká pozornost byla věnována objasnění fyzikální podstaty georadaru a jeho komponent, šíření EM vlnění a parametrům měření, protože nebude-li uživatel do hloubky znát principy fungování, nemůže přístroj využít do jeho plného potenciálu.

Nad interpretovanými radargramy proběhla diskuze a došlo ke srovnání s odpovídajícími strukturami na jiných snímcích. Některé projevy byly označeny za shodné. Na levé a pravé části radargramu z údolí Jeleního potoka byly pozorovány svahoviny a mezi nimi akumulace fluvialních sedimentů. Na radargramu z lokality Prudký potok se projevíly akumulace podobné murám a ze struktury projevů bylo možné navrhnout materiálové složení tvarů. Podle typického odrazového projevu bylo diagnostikováno písčitoštěrkovité složení s obsahem větších úlomků. Snímek ze třetí lokality, Obřího hradu, nemohl být konfrontován s projevy kamenného moře z jiných studií, došlo však k připodobnění ke kamennému ledovci. GPR se tedy osvědčil při detekci předpokládaných tvarů, na základě odrazů je navíc možné odhadnout složení podpovrchových struktur. Geneze a vývoj pozorovaných tvarů však z radargramu nemohly být jednoduše vyčteny.

Představení portfolia využití georadaru v geomorfologii a vytvoření metodického postupu interpretace bylo zaměřeno na sedimentární jevy, protože v nich se georadar nejvíce osvědčuje. Zdaleka nebyly představeny všechny typové příklady využití georadaru ve všech geomorfologických prostředích. V každém zájmovém prostředí byly zdokumentovány projevy základních jevů, tvarů a úkazů, které se projevíly podobně ve více studiích. Tato tabelární zpracování svým způsobem představují facie jednotlivých prostředí, protože jsou identifikovatelné na jakémkoli radargramu, a nesou hlavní analytickou hodnotu této práce.

Důraz byl vkládán do širšího seznámení s fyzikálními aspekty přístroje, jeho komponent a teorií EM vln a bylo ukázáno, jak velký vliv na výsledky měření má volba antény, vlastnosti EM záření, geometrie měření či záznam dat.

Byl vytvořen seznam druhů odrazů s příklady a českou terminologií, který třídí odrazové projevy s přihlédnutím na původní kritéria, vyplývající ze seismiky. Je zřejmé, že nedodržováním jednotné klasifikační metodiky se zamezí kompatibilitě a komparabilitě s jinými pracemi. Byly shrnuty nejčastěji používané filtry.

Co se týče navazujícího prohlubování znalostí o georadaru a studia jeho možnostech v geomorfologii, bylo zjištěno, že každé geomorfologické prostředí by mohlo být zkoumáno

jako samostatné téma. Mohly by být důkladněji prozkoumány fyzikální aspekty filtrů a jejich vlivu na snímek. Žádoucí by bylo, aby zpracování radargramu vedlo k jasným a exaktním závěrům o charakteristikách geomorfologických jevů. Vzhledem k tomu, že tato práce ukázala, že radargramy mohou být tak odlišné a nekomparativní, že univerzální postup zpracování nemusí vést ke kompletní charakteristice tvaru, naskytují se tři cesty řešení: buď vytvořit obecnější metodický postup, který i ze snímků vzniklých pro jiný účel dokáže vytáhnout alespoň určitý stupeň informací o parametrech tvaru, anebo se naopak soustředit pouze na určitý výběr snímků, které si budou tak podobné, že bude možné vyčíst i prvky geneze a přesného vývoje fenoménu.

Třetí cestou je pak rozšířit identifikaci o jinou metodu, která by kombinací s GPR odhalila jinak skryté souvislosti.

Dalším možným krokem je vytvořit relevantní českou terminologii pro jevy, filtry, procesy spojené s georadarem, která by obstála v porovnání se zavedenými anglickými výrazy. Je ovšem diskutabilní, zda je nutné prosazovat uměle vytvořený slovník, protože cizojazyčné termíny jsou již běžně používány v teorii i praxi.

Zcela konkrétní úkoly budoucího zpracování tématu jsou interpretace dalších georadarových snímků. Na jednom z dalších GPR snímků z práce Tremila et al. (2008) byl identifikován náplavový kužel. Po rozsáhlejším a zkušenějším zpracování tohoto radargramu by bylo možné zkonfrontovat nalezené odrazy s georadarovými faciemi náplavového kuželu např. z práce Ékese a Frieleho (2003).

Literatura

Citace použité literatury se řídí citační normou ISO 690.

Knihy a časopisy:

Atlas podnebí Česka. Praha : Český hydrometeorologický ústav; Olomouc: Univerzita Palackého, 2007. 255.

ANNAN, A. P.; DAVIS, J. L. 1997. Ground Penetrating Radar—Coming of Age at Last!!. In Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration [online]. A. G. Gubins. Toronto : Jk, 1997 [cit. 2011-03-22]. s. 515-522. Dostupné z WWW: <www.exploration07.com/pdfs/Expl97/06_05____.pdf>.

ANNAN, A. P. 2001. *Ground Penetrating Radar Workshop Notes* [online]. Mississauga, Ontario : Sensors a Software Inc., 2001 [cit. 2011-04-09]. 192 s. Dostupné z WWW: <<http://geo.polymtl.ca/~giroux/cours/gml6201a/articles/annan01.pdf>>.

ANNAN, A. P. 2002. GPR—History, Trends, and Future Developments. Subsurface Sensing Technologies and Applications [online]. October 2002, Vol. 3, No. 4, [cit. 2011-03-01]. Dostupný z WWW: <<http://dx.doi.org/10.1023/A:1020657129590>>.

ANNAN, A. P. 2009. *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications* [online]. Edited by Harry M. Jol . Amsterdam : Elsevier, 2009 [cit. 2011-05-05]. Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar, s. 1-40. Dostupné z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/B8MD5-4VCY128-2/2/128792940ae4396694f3d11cccac0984>>.

ARCONE, S. A. 2009. *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications* [online]. Edited by Harry M. Jol . Amsterdam : Elsevier, 2009 [cit. 2011-05-05]. Glaciers And Ice Sheets, s. 361-392. Dostupné z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780444533487000120>>.

BAKKER, Marcel A. J.; VAN DER MEER, Jaap J. M. 2003. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Edited by C. S. Bristow, H. M. Jol. London : The Geological Society Special Publication 211, 2003. Structure of a Pleistocene push moraine revealed by GPR: the eastern Veluwe Ridge, The Netherlands, s. 143-151.

BARNHARDT, Walter A.; KAYEN, Robert E. 2000. Radar Structure of Earthquake-Induced, Coastal Landslides in Anchorage, Alaska. *Environmental Geosciences*. March 2000, Vol. 7, No. 1, s. 38-45. Dostupný také z WWW: <<http://eg.geoscienceworld.org/cgi/content/full/7/1/38#FG1>>.

BERES, Milan, Jr.; HAENI, F. P. 1991. Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologic Studies. *Ground Water*. May-June 1991, Vol. 29, No. 3, [cit. 2011-05-12]. s. 375-386. Dostupný také z WWW: <<http://info.ngwa.org/gwol/pdf/911552617.PDF>>

BERTHLING, Ivar, et al. 2000. Rock Glaciers on Prins Karls Forland. II: GPR Soundings and the Development of Internal Structures. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2000, Vol. 11, Issue 4, s. 357-369. Dostupný také z WWW: <[http://dx.doi.org/10.1002/1099-1530\(200012\)11:4<357::AID-PPP366>3.0.CO;2-6](http://dx.doi.org/10.1002/1099-1530(200012)11:4<357::AID-PPP366>3.0.CO;2-6)>.

BLÁHA, PAVEL, et al. 1999. Možnosti georadaru v inženýrském průzkumu. *Geotechnika*. 1999, 3, s. 12-15.

BRANDT, Ola, et al. 2007. Detection of buried ice and sediment layers in permafrost using multi-frequency Ground Penetrating Radar: A case examination on Svalbard. *Remote Sensing of Environment*. November 2007, Vol. 111, Issues 2-3, Remote Sensing of the Cryosphere Special Issue, s. 212-227. Dostupný také z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425707002805>>.

BRISTOW, Charlie S.; JOL, Harry M. 2003. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Edited by C. S. Bristow, H. M. Jol. London : The Geological Society Special Publication 211, 2003. An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments, s. 1-8.

CASSIDY, N. J. 2009. *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications* [online]. Edited by Harry M. Jol . Amsterdam : Elsevier, 2009 [cit. 2011-05-05]. Electrical and Magnetic Properties of Rocks, Soils and Fluids, s. 41-72.

CULEK, M., (eds). 1996. *Biogeografické členění České republiky*. Praha : Enigma, 1996. 347 s.

DANIELS, David J. (eds). 2004. *Ground Penetrating Radar. 2nd edition*. Londýn : Institution of Engineering and Technology, c2004. 734 s. Dostupné z WWW: <http://www.knovel.com/web/portal/browse/display?_EXT_KNOVEL_DISPLAY_bookid=1244aVerticalID=0>.

DEGENHARDT, John J. Jr.; GIARDINO, John R.; JUNCK, M. Brian. 2003. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Edited by C. S. Bristow, H. M. Jol. London : The Geological Society Special Publication 211, 2003. GPR survey of a lobate rock glacier in Yankee Boy Basin, Colorado, USA, s. 167-179.

DEMEK, Jaromír, et al., (eds.). 1987. *Hory a nížiny*. Praha : Academia, 1987. 584 s. Zeměpisný lexikon ČR.

DEMEK, J.; KOPECKÝ, J. 1998. Mt. Kralický Sněžník (Czech Republic): landforms and problem of Pleistocene glaciation. *Moravian Geographical Reports*. 1998, 6, s. 18-37.

DOOLITTLE, James A.; BUTNOR, John R. 2009. Ground Penetrating Radar Theory and Applications [online]. Harry M. Jol. Amsterdam : Elsevier, 2009 [cit. 2011-06-04]. Soils, Peatlands, and Biomonitoring, s. 177-202. Dostupné z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780444533487000065>>.

DOUGHERTY, M. E., et al. 1994. Enhancement of Ground Penetrating Radar Data through Signal Processing. In *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP '94)*. Boston : The Environmental and Engineering Geophysical Society, 1994. s. 1021-1028. Dostupné z WWW: <<http://dx.doi.org/10.4133/1.2922053> >.

ÉKES, Csaba; FRIELE, 2003. Pierre. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Edited by C. S. Bristow, H. M. Jol. London : The Geological Society Special Publication 211, 2003. Sedimentary architecture and post-glacial evolution of Cheekye fan, southwestern British Columbia, Canada, s. 87-98.

ÉKES, C.; HICKIN, E. J. 2001. Ground penetrating radar facies of the paraglacial Cheekye Fan, southwestern British Columbia, Canada. *Sedimentary Geology*. September 2001, Vol. 143, Issues 3-4, s. 199-217. Dostupný také z WWW: <[http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00059-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00059-8)>.

GADEK, Bogdan; GRABIEC, Mariusz. 2008. Glacial ice and permafrost distribution in the Medena Kotlina (Slovak Tatras): mapped with application of GPR and GST measurements. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*. 2008, Vol. XLII, s. 5-22. Dostupný také z WWW: <http://www.igipz.pan.pl/wydaw/studia_geomorphologica/vol/pdf/42_01_gadek.pdf>.

GADEK, Bogdan; KOTYRBA, Andrzej. 2007. Contemporary and fossil metamorphic ice in Medena kotlina (Slovak Tatras), mapped by ground-penetrating radar. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*. 2007, 1, s. 75-81. Dostupný také z WWW: <<http://www.asg.sav.sk/gfsb/v071/gfsb070109.pdf>>.

HARTVICH, Filip. 2005. Research of geodynamic activity in the vicinity of Obří Hrad, Šumava Mts. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. 2005, Vol. 2, No. 1, s. 29-35.

HARTVICH, Filip. 2007. Character and dynamics of the floodplain of the Losenice River, Šumava Mts.. *Silva Gabreta*. 2007, 13, s. 237-249.

HARTVICH, F.; MENTLÍK, P. 2010. Slope development reconstruction at two sites in the Bohemian Forest Mountains. *Earth Surface Processes and Landforms*. January 2010, Vol. 35, Issue 4, s. 373-389. Dostupný také z WWW: <<http://dx.doi.org/10.1002/esp.1932>>.

HLADÍK, Vít; HRUŠKA, Jiří. 1999. Jak hluboko s georadarem?. *Geotechnika*. 1999, 4, s. 10-11.

ISAKSEN, Ketil, et al. 2000. Composition, flow and development of two tongue-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2000, Vol. 11, Issue 3, s. 241-257. Dostupný také z WWW: <[http://dx.doi.org/10.1002/1099-1530\(200007/09\)11:3<241::AID-PPP358>3.0.CO;2-A](http://dx.doi.org/10.1002/1099-1530(200007/09)11:3<241::AID-PPP358>3.0.CO;2-A)>.

JOL, Harry M.; BRISTOW, Charlie S. 2003. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Edited by C. S. Bristow, H. M. Jol. London : The Geological Society Special Publication 211, 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide, s. 9-27.

KAROUS, Miloš. 1989. *Geoelektrické metody průzkumu*. Praha : SNTL - Nakladatelství technické literatury, 1989. 424 s.

KLABLENA, Petr, et al. 1999. Sesuv Dušná – výsledky průzkumu a návrh sanace. *Geotechnika*. 1999, 2, s. 50-53.

KOPPENJAN, S. 2009. *Ground Penetrating Radar Theory and Applications* [online]. Harry M. Jol. Amsterdam : Elsevier, 2009 [cit. 2011-06-04]. Ground Penetrating Radar Systems and Design. s. 73-97. Dostupné z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B978044453348700003X>>.

KŘÍŽEK, M.; TREML, V.; ENGEL, Z.; PETR, L. 2009. Genetické typy údolních uzávěrů hlavního hřbetu Hrubého Jeseníku. *Mezinárodní vědecká konference k 50. výročí geografie na*

PŘF UP v Olomouci, editoři M. Tomáš, M. Vysoudil, Přírodovědecká fakulta UP, 1. vydání, Olomouc : UP, 2009, s. 126-134.

LAMPARSKI, Piotr; KEDZIA, Stanislaw. 2007. Permafrost occurrence in Kozia Dolinka (High Tatra Mountains) in light of ground penetrating radar investigations. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*. 2007, 1, s. 82-88. Dostupný také z WWW: <<http://www.asg.sav.sk/gfsb/v071/gfsb070110.pdf>>.

LECLERC, Rene F.; HICKIN, Edward J. 1997. The internal structure of scrolled floodplain deposits based on ground-penetrating radar, North Thompson River, British Columbia. *Geomorphology*. November 1997, Vol. 21, Issue 1, s. 17-25, 29-38. Dostupný také z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V93-3SX5M2V-2/2/9b1f136fd0abadb8b55742fbdaef2cd7>>.

LOOPE, Walter I., et al. 2004. A Holocene history of dune-mediated landscape change along the southeastern shore of Lake Superior. *Geomorphology*. August 2004, Vol. 61, Issues 3-4, s. 303-322. Dostupný také z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V93-4C76DKF-1/2/ceaca6659d5b1f16c4ae79a326888f18>>.

MÍŠAŘ, Zdeněk, et al. 1983. *Geologie ČSSR I. : Český masív*. Praha : SPN, n. p., 1983. 336 s.

MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SANGREE, J. B. 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Mem. 16, 1977. s. 117– 123.

MOORMAN, Brian J.; MICHEL, Frederick A. 1997. Bathymetric mapping and sub-bottom profiling through lake ice with ground-penetrating radar. *Journal of Paleolimnology*. 1997, Vol. 18, Issue 1, s. 61-73. Dostupný také z WWW: <<http://dx.doi.org/10.1023/A:1007920816271>>.

MOORMAN, Brian J.; ROBINSON, Stephen D.; BURGESS, Margo M. 2003. Imaging Periglacial Conditions with Ground-penetrating Radar. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2003, Vol. 14, Issue 4, s. 319-329. Dostupný také z WWW: <<http://dx.doi.org/10.1002/ppp.463>>.

MUNROE, Jeffrey S., et al. 2007. Application of Ground-Penetrating Radar Imagery for Three-Dimensional Visualisation of Near-Surface Structures in Ice-Rich Permafrost, Barrow, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2007, Vol. 18, Issue 4, s. 309-321. Dostupný také z WWW: <<http://dx.doi.org/10.1002/ppp.594>>.

NEAL, Adrian. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*. August 2004, Vol. 66, Issues 3-4, s. 261-330. Dostupný také z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825204000054>>.

OLHOEFT, G.R. 2000. Maximizing the information return from ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*. March 2000, Vol. 43, Issues 2-4, s. 175-187. Dostupný také z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985199000579>>.

OLSEN, Henrik; ANDREASEN, Frank. 1995. Sedimentology and ground-penetrating radar characteristics of a Pleistocene sandur deposit. *Sedimentary Geology*. September 1995, Volume 99, Issue 1, s. 1-15. Dostupný také z WWW:

<<http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6X-40W0X3C-G/2/893aae3a1cc4837592c80626533ae8d3>>.

PÁNEK, Tomáš, et al. 2009. Late Holocene catastrophic slope collapse affected by deep-seated gravitational deformation in flysch: Ropice Mountain, Czech Republic. *Geomorphology*. February 2009, Vol. 103, Issue 3, s. 414-429. Dostupný také z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V93-4T3M638-1/2/c7d964208671e6ab0d2d4d6b1ac8ea01>>

ROBERTS, M. C.; NILLER, H. P.; HELMSTETTER, N. 2003. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Edited by C. S. Bristow, H. M. Jol. London : The Geological Society Special Publication 211, 2003. Sedimentary architecture and radar facies of a fan delta, Cypress Creek, West Vancouver, British Columbia, The Netherlands, s. 111-126.

SADURA, S., et al. 2006. Morphology and GPR stratigraphy of a frontal part of an end moraine of the Laurentide Ice Sheet: Paris Moraine near Guelph, ON, Canada. *Geomorphology*. 2006, Vol. 75, Issues 1-2, s. 212-225. Dostupný také z WWW: <<http://dx.doi.org/doi:10.1016/j.geomorph.2005.01.014>>.

SASS, Oliver; WOLLNY, Klaus. 2001. Investigations regarding Alpine talus slopes using ground-penetrating radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms*. September 2001, Vol. 26, Issue 10, s. 1071-1086. Dostupný také z WWW: <<http://dx.doi.org/10.1002/esp.254>>.

SASS, Oliver. 2006. Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria). *Geomorphology*. October 2006, Vol. 80, Issues 1-2, s. 45-58. Dostupný také z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V93-4JD10W2-2/2/6b2202c14b04756f6b49d1f5da82923a>>.

SASS, O.; KRAUTBLATTER, M. 2007. Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: Genetic models derived from GPR measurements. *Geomorphology*. April 2007, Vol. 86, Issues 1-2, s. 176-192. Dostupný také z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X06003977>>.

SASS, O.; KRAUTBLATTER, M.; MORCHE, D. 2007. Rapid lake infill following major rockfall (bergsturz) events revealed by ground-penetrating radar (GPR) measurements, Reintal, German Alps. *The Holocene*. 2007, Vol. 17, Issue 7, s. 965-976. Dostupný také z WWW: <<http://dx.doi.org/10.1177/0959683607082412>>.

SCHROTT, Lothar; SASS, Oliver. 2008. Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*. January 2008, Vol. 93, Issue 1-2, s. 55-73. Dostupný také z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V93-4NPG05T-1/2/9e14f1d335d28de539503eea1bd55e55>>

SMITH, Derald G.; JOL, Harry M. 1995. Ground penetrating radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments. *Journal of Applied Geophysics*. January 1995, Vol. 33, Issues 1-3, s. 93-100. Dostupný také z WWW: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0926985195900322>>.

SMITH, Derald G., et al. 2003. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Edited by C. S. Bristow, H. M. Jol. London : The Geological Society Special Publication 211, 2003. GPR stratigraphy used to infer transgressive deposition of spits and a barrier, Lake Bonneville, Stockton, Utah, USA, s. 79-86.

ŠPAČEK, Karel; TESAŘ, Michal. 2003. Konkrétní příklady využití georadaru při posuzování povodňových škod. *Geotechnika*. 2003, 1, s. 13-16.

TREML, V., ENGEL, Z., ČERMÁK, P., KŘÍŽEK, M. 2008. *Údolní niva jako prostor ovlivňující průběh a následky povodní*. Editor J. Langhammer. Praha : Přírodovědecká fakulta UK, 2008. Dynamika údolní nivy na příkladu Cikánského potoka (povodí Blanice) a Jeleního potoka (povodí Opavy), s. 229–243.

VAN OVERMEEREN, R. A. 1998. Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal of Applied Geophysics*. 1998, Vol. 40, Issues 1-3, s. 1-18. Dostupný také z WWW: <[http://dx.doi.org/10.1016/S0926-9851\(97\)00033-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0926-9851(97)00033-5)>.

VÖLKEL, J.; LEOPOLD, M.; ROBERTS, M. C. 2001. The Radar Signatures and Age of Periglacial Slope Deposits, Central Highlands of Germany. *Permafrost and Periglacial Processes*. December 2001, Vol. 12, Issue 4, s. 379-387. Dostupný také z WWW: <<http://dx.doi.org/10.1002/ppp.402>>.

WOOLDRIDGE, C. L.; HICKIN, E. J. 2005. Radar Architecture And Evolution Of Channel Bars In Wandering Gravel-Bed Rivers: Fraser And Squamish Rivers, British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*. 2005, v. 75, no. 5, s. 844-860. Dostupný také z WWW: <<http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2005.066>>.

YILMAZ, Öz. 2001. *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data : Investigations in Geophysics No. 10 (vol 1 & 2)*. Tulsa, USA : Society of Exploration Geophysicists, 2001. 207 s.

Weby a mapy:

BABŮREK, Jiří, et al. 2001a. *Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000 22-332 Kašperské Hory*. Praha : Český geologický ústav, 2001a. 78 s.

BABŮREK, J., et al. 2001b. *Základní geologická mapa ČR 1 : 25 000. List 22-332 Kašperské Hory*. Praha : Český geologický ústav, 2001b. 1 mapa.

ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA. *Mapový server ČGS* [online]. 2003 [cit. 2011-06-13]. Dostupné z WWW: <<http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/mapserver>>.

DVOŘÁK, J., et al. *Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 15-31 Bruntál*. Praha : Český geologický ústav, 1996. 1 mapa.

MÜLLER, V., et al. (eds). *Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000. List 14-23 Králíky*. Praha : Český geologický ústav, 1997. 54 s.

NOVOTNÁ, M., et al. *Půdní mapa ČR. List 22 – 33 Kašperské Hory*. Praha : Český geologický ústav, 1996. 1 mapa.

OPLETAL, Mojmír, et al. *Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 14-23 Králíky*. Praha : Ústřední ústav geologický, 1992. 1 mapa.

TOMÁŠEK, M. *Půdy české republiky, půdní mapa ČR 1:1 000 000*. Praha : Český geologický ústav, 2007. 68 s.

TOMÁŠEK, Milan, et al. *Půdní mapa ČR. List 14-23 Králíky*. Praha : Český geologický ústav, 1995. 1 mapa.